

Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej

MAREK WIDERA

Instytut Geologii Uniwersytetu im. A. Mickiewicza
ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań

Abstrakt: Elewacja konińska położona jest w środkowej części niecki mogileńsko-łódzkiej. Niemniej jednak badany obszar charakteryzuje wysokie i płytkie występowanie paleopowierzchni mezozoicznej. Strop mezozoiku budują skały późnej kredy. Należą do nich wczesnomastyryckie margle, „opoki”, gezy oraz sporadycznie wapień i piaskowce. Paleorzeźba mezozoiku jest o wiele bardziej urozmaicona niż współczesna morfologia terenu. Deniwelacje powierzchni podkenozoicznej mieszczą się w przedziale wysokości od +116 m n.p.m. w okolicach Turku do poniżej -180 m p.p.m. w okolicach Lubstowa. Wysoka pozycja elewacji konińskiej jest łączona ze strukturami solnymi: poduszkami i diapirami, które zalegają na głębokości 5–7 km. Również geneza największych depresji w stropie mezozoiku jest wiązana głównie z aktywnością soli (halotektonika), a nawet z subrozją. W kopalniach węgla brunatnego udokumentowano liczne uskoki. W rzeźbie powierzchni podkenozoicznej zaznaczają się zręby i rowy tektoniczne. Największe obszary, wypełnione m.in. miąższymi pokładami węgla brunatnego, to rowy tektoniczne: Lubstowa, Nieślusza–Gosławic, Kleczewa, Piasków, Władysławowa i Adamowa. Na obszarach rowów pokłady węgla brunatnego osiągają miąższość do ponad 90 m. Są to jednak grubości wyjątkowe, bowiem najczęściej warstwy węglowe mieszczą się w przedziale od kilku do kilkunastu metrów. Wspomniane obszary zostały poddane bardziej wnikliwym badaniom niż tereny międzyrowowe. Morfologia spągu węgla została bardzo dobrze rozpoznana, a następnie porównana z ukształtowaniem stropu mezozoiku. Subsydencja mezozoicznego podłoża była kompensowana przez akumulację substancji organicznej. Dlatego też deformacje tektoniczne zarejestrowano w spągowych warstwach węgla brunatnych. Powierzchnia mezozoiku była przekształcana także przez procesy denudacji i erozji w paleocenie oraz częściowo między eocenem i pliocenem. W plejstocenie powierzchnię podkenozoiczną niszczyły lądolody skandynawskie i ich wody roztopowe. Współcześnie paleopowierzchnia mezozoiczna podlega zmianom w wyniku krasu oraz działalności gospodarczej człowieka w odkrywkach węgla brunatnego, a częściowo także w drobnych wyrobiskach „opok”. Główne zdarzenia tektoniczne na badanym obszarze są porównywal-

ne z fazami diastroficznymi w Karpatach i Sudetach. W fazie laramijskiej (mezozoik/kenozoik) region koniński podlegał ruchom wznoszącym. W fazie sawskiej (oligocen/miocen) elewacja konińska osiągnęła prawdopodobnie współcześnie rejestrowane rysy morfologiczne z generalnym nachyleniem w kierunku N i W. Wtedy też istniała już większość badanych rowów tektonicznych. W fazie styryjskiej (środkowy miocen) rozwój wspomnianych rowów był najintensywniejszy, co zaznaczyło się w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu umiarkowanego powstaniem miąższych złóż węgla brunatnego.

Słowa kluczowe: mezozoik, kenozoik, tektonika, elewacja konińska, węgiel brunatny.

Wprowadzenie

Prezentowane opracowanie stanowi syntetyczne ujęcie obszernego manuskryptu rozprawy doktorskiej, pt. „Geneza paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej” (Widera 1997b).

Głównym celem badawczym prezentowanej pracy było omówienie ewolucji paleomorfologicznej i paleotektonicznej elewacji konińskiej. Dla osiągnięcia postawionego przed pracą celu podjęto próbę rozwiązania następujących zadań:

- 1 – sporządzenie mapy morfologicznej oraz analiza rzeźby paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej,
- 2 – omówienie litologii i stratygrafii osadów podczwartorzędowych występujących na obszarze badań,
- 3 – wyjaśnienie mechanizmów powstania makromorfostruktury elewacji konińskiej,
- 4 – wyjaśnienie genezy mezostruktur w stropie mezozoiku wypełnionych miąższymi złożami węgla brunatnego,
- 5 – omówienie ewolucji paleotektonicznej elewacji konińskiej,
- 6 – omówienie roli procesów egzogenicznych w rozwoju paleorzeźby elewacji konińskiej.

Pojęcie, położenie i granice elewacji konińskiej

Pojęcie elewacji konińskiej wprowadził Bogumił Krygowski (1952). Autor ten pod pojęciem elewacji konińskiej rozumiał wysokie zaleganie skał mezozoicznych w okolicach Konina. Uważał jednocześnie, że elewacja ta jest podrzędnym elementem strukturalnym niecki mogileńsko-łódzkiej.

W ciągu ostatniego półwiecza hipsometria stropu mezozoiku została nie-współmiernie lepiej rozpoznana. Po 1952 roku wykonano bowiem kilkaset-krotnie więcej odwiertów, sięgających mezozoicznego podłoża, niż w okresie

wcześniejszym. Niemniej jednak potwierdzona została teza B. Krygowskiego o wyraźnie elewacyjnym charakterze podłoża mezozoicznego w okolicach Konina. Skądinąd wiadomo, że względnie wysokie wyniesienie obszaru konińskiego ma genezę tektoniczną (Dadlez & Marek 1974). W ten sposób została zdefiniowana struktura tektoniczna, którą można nazwać elewacją, rozumianą jako obszar wyniesiony tektonicznie w stosunku do rozległej struktury, jaką jest niecka mogileńsko-łódzka.

Na tle jednostek tektoniczno-strukturalnych Polski elewacja konińska znajduje się w obrębie obniżenia szczecińsko-łódzko-miechowskiego (fig. 1). Część środkową obniżenia stanowi niecka mogileńsko-łódzka, którą od niecki

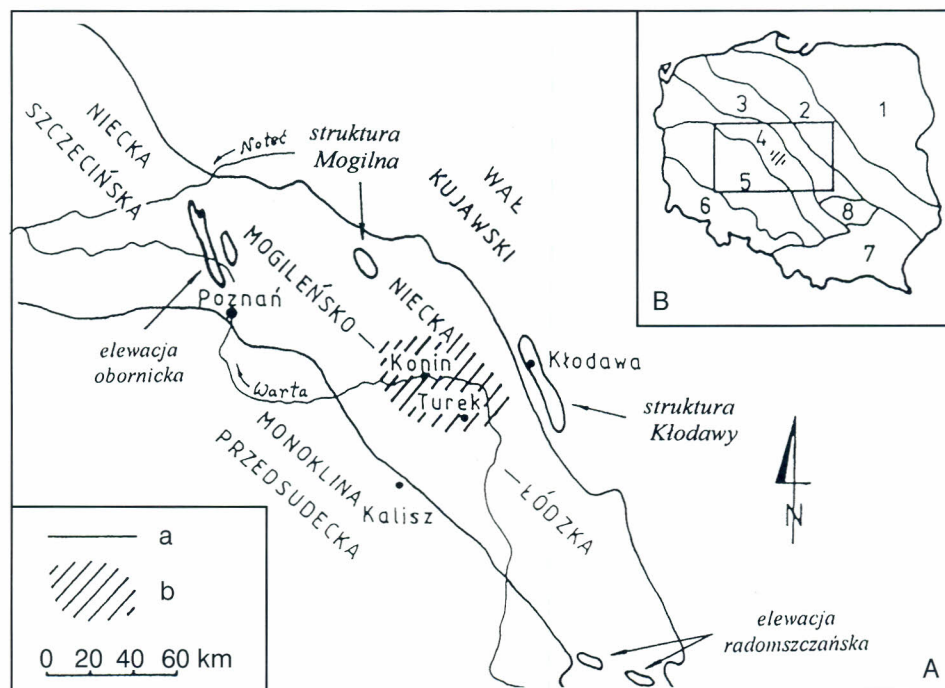


Fig. 1. Elewacja konińska na tle jednostek tektoniczno-strukturalnych Polski

A: **a** – granice jednostek tektoniczno-strukturalnych, **b** – badany obszar; **B:** **1–8** – jednostki tektoniczno-strukturalne Polski: **1** – platforma wschodnioeuropejska, **2** – obniżenie brzeżne, **3** – wał pomorsko-kujawski, **4** – obniżenie szczecińsko-łódzko-miechowskie, **5** – monoklina przedśudecka, **6** – Sudety i blok przedśudecki, **7** – Góry Świętokrzyskie, **8** – Karpaty i zapadlisko przedkarpackie

Konin Elevation on the background of the tectonic-structural units of Poland

A: **a** – boundaries of the tectonic-structural units of Poland, **b** – studied area; **B:** **1–8** – tectonic-structural units of Poland: **1** – East-European Platform, **2** – edge depression, **3** – Pomorze-Kujawy Ridge, **4** – Szczecin-Łódź-Miechów Depression, **5** – Fore-Sudetic Monocline, **6** – Sudetes and Fore-Sudetic Block, **7** – Holy Cross Mountains, **8** – Carpathians and Carpathian Foredeep

szczecińskiej (NW) oddziela elewacja obornicka, a od niecki miechowskiej (SE), elewacja radomszczańska. Obniżenie szczecińsko-łódzko-miechowskie graniczy od NE z wałem pomorsko-kujawskim, a od SW z monokliną przedsu-decką.

Elewacja konińska jest najrozleglejszą elewacyjną strukturą tektoniczną w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej, aczkolwiek nie jedyną. Znane i szeroko opisywane w literaturze geologicznej, o dużym znaczeniu dla rozpoznania litologii, stratygrafii i tektoniki Niżu Polskiego, są m.in. struktury: Mogilna, Zalesia, Damasławka, Gopła.

Granice elewacji konińskiej nie są wyróżniającymi się w paleomorfologii mezozoicznego podłoża progami strukturalnymi. Stanowią raczej stopniowe, łagodne przejście od wyniosłości elewacji do otaczających obniżeń. Są to granice umowne, które wyznaczają zasięg rozległej, pozytywnej paleoformy, będącej efektem modelowania stropu mezozoiku zarówno przez procesy wewnętrzne, jak i zewnętrzne. Wyrazistość granic elewacji konińskiej jest różna w zależności od rozmiarów i natury dominujących procesów rzeźbotwórczych. Najlepiej czytelna jest granica północno-wschodnia, która przebiega wzdłuż wgłębnej strefy dyslokacyjnej, wyznaczającej północno-wschodnie skrzydło tzw. struktury Ponętowa (Marek 1977). Pozostałe granice elewacji konińskiej wykazują w obrazie paleomorfologicznym mniejszy związek z tektoniką, a większy z procesami erozyjnymi. Przykładem może być granica południowa, która przebiega wzdłuż słabo czytelnego obniżenia erozyjnego o prawdopodobnych założeniach tektonicznych.

Rzeźba paleopowierzchni stropu skał mezozoicznych elewacji konińskiej

Kartograficznym efektem przeprowadzonych badań jest mapa morfologiczna stropu mezozoiku elewacji konińskiej (fig. 2). Analizie i weryfikacji poddano ponad 7000 otworów wiertniczych, z których około 2000 osiągnęło podłoże podkenozoiczne. W analizie obejmującej badania kartograficzne i sedymentologiczne wykorzystano ponadto około 5000 wierceń, które skał mezozoicznych nie osiągnęły. Uwzględniono również liczne opracowania geologiczne: hydrogeologiczne, geofizyczne, paleontologiczne, mineralogiczno-petrograficzne oraz dokumentacje złóż węgla brunatnego.

Strefy rowów tektonicznych zostały wcześniej poddane analizie kartograficzno-sedymentologicznej. Omawiana mapa przedstawia jednak wyłącznie ogólny, zgeneralizowany obraz głównych linii dyslokacyjnych, ukazujący kształt, rozmiary i orientację struktur tektonicznych (fig. 2).

Strukturom erozyjnym nadano kształty owalne, czasem wydłużone poprzez analogię do współczesnych form rzeźby o genezie subglacjalnej. Dokładniejsze przedstawienie paleomorfologii zagłębień erozyjnych nie było

możliwe ze względu na bardzo małe zagęszczenie otworów wiertniczych nawiercających te paleoformy.

Na dużych obszarach elewacji konińskiej, poza strefami rowów tektonicznych i obniżeń erozyjnych, izohipsy stropu mezozoiku zostały wykreślone zgodnie z zasadami interpolacji równoodległościowej między sąsiednimi otworami wiertniczymi.

Należy zwrócić uwagę na fakt, że dokładność/waga kartograficzna izohips na poszczególnych terenach elewacji konińskiej jest różna. Wynika to z gęstości otworów wiertniczych wykonanych na powierzchni kilometra kwadratowego. W strefach rowów wykonano średnio 16–25 otworów/km² (maksymalnie nawet 100 otworów/km²), natomiast poza strefami rowów ich zagęszczenie nie przekracza nawet 1 otwór/km².

Najwyżej wyniesione skały mezozoiczne nawiercono na rzędnej +116,0 m n.p.m., około 4 km na północ od Turku. Najniżej natomiast skały górnokredowe występują w rowie Lubstowa, gdzie do rzędnej –179,99 m p.p.m. nie przewiercono osadów trzeciorzędowych.

Średnia wysokość zalegania stropu mezozoiku wynosi około +60 m n.p.m. Centralne i SW fragmenty elewacji konińskiej przekraczają rzędne +80 m n.p.m., a w okolicach Turku oraz między Uniejowem i Dąbiem nawet ponad +100,0 m n.p.m. (fig. 2). Stosunkowo wyrównana morfologia stropu mezozoiku w środkowej i SW części obszaru badań urozmaicona jest przez drobniejsze trzeciorzędowe rowy tektoniczne i czwartorzędowe zagłębienia subglacjalne (fig. 2 & 3). Deniwelacje między rowem Adamowa, położonym na wschód od Turku, a obszarami ramowymi przekraczają 70 m. Natomiast deniwelacje między rowem Władysławowa, położonym na północ od Turku, a otaczającymi skałami górnokredowymi dochodzą do 50 m. Największe obniżenia subglacjalne nie przekraczają głębokości 40 m względem otaczających skał stropu mezozoiku (fig. 2 & 3).

Struktury tektoniczne i erozyjno-subglacjalne występują także na skrzydłach elewacji konińskiej. W okolicach Rychwała, w SW części obszaru badań, występuje rów tektoniczny Piaski o deniwelacjach rzędu 20–50 m w stosunku do otoczenia. Charakterystyczna jest również wysoka pozycja mezozoiku na wschód od rowu Piaski, gdzie skały górnokredowe zostały nawiercone na rzędnej +77,0 m n.p.m. (fig. 2).

Na północnym skrzydle elewacji konińskiej występują dwa obszary o bardzo czytelnej tektonice: pierwszy rozciągający się między Ślesinem, Kleczewem i Kazimierzem Biskupim, drugi w okolicach Lubstowa na SW od Sompolna, gdzie zarejestrowano największe na obszarze całej elewacji konińskiej deniwelacje powierzchni mezozoicznej przekraczające 220 m. Ponadto wzdłuż wschodniej części rowu Lubstowa występuje rynna subglacjalna wypełniona osadami czwartorzędowymi o maksymalnej nawierconej miąższości do 128,0 m (fig. 2 & 3). Niemniej jednak trudno jest wypowiadać się na temat wpływu tektoniki na powstanie wspomnianej rynny. Pozostałe mniejsze struktury tektoniczne i erozyjne przedstawiono na figurze 3.

Wszystkie wyróżnione deniwelacje w morfologii paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej są otoczone wyżej zalegającymi skałami górnokredowymi. Rowy tektoniczne wypełnione są w dużej mierze osadami trzeciorzędowymi, w tym również miąższymi pokładami węgla brunatnych. Zagłębienia subglacjalne, istotne dla poznania rzeźby stropu mezozoiku, cechują się brakiem osadów trzeciorzędowych, a więc osady czwartorzędowe zalegają wprost na skałach mezozoicznych. Pozostałe zagłębienia subglacjalne, które nie osiągnęły mezozoicznego podłoża, zostały pominięte.

Pozytywne formy paleorzeźby mezozoicznej mają charakter rozległych, międzyrowowych zrębów tektonicznych. Ich zasięg wyznaczają bądź rowy tektoniczne, bądź krawędzie paleomorfologiczne o przebiegu nawiązującym do orientacji głównych kierunków tektonicznych na obszarze badań.

Analizując mapę morfologiczną stropu mezozoiku elewacji konińskiej można dopatrywać się pewnej regularności występowania struktur tektonicznych wypełnionych w dużej części węglami brunatnymi (fig. 2 & 3). Rowy tektoniczne układają się w trzy strefy o szerokości kilku kilometrów i orientacji NW–SE. Główna strefa występowania rowów pokrywa się ze strefą osiową elewacji konińskiej i obejmuje rowy: Kleczewa, Niesłusza–Gosławic, Morzysławia, Władysławowa i Adamowa. Druga strefa obejmuje rowy Lubstowa z niewielką strukturą położoną na NW od Sompolna, Bilczewa, Drzewc i strukturę o prawdopodobnej tektonicznej genezie z okolic Koła. Trzecia strefa, równoległa do dwóch poprzednich, obejmuje rów Piasków i stwierdzone dwie niewielkie struktury tektoniczne w okolicach Rychwała (fig. 3). Na podstawie przeprowadzonych prac kartograficzno-sedymentologicznych i analizy mapy morfologicznej stropu mezozoiku elewacji konińskiej wydaje się bardzo prawdopodobne, że wyróżnione wcześniej strefy są najbardziej perspektywiczne dla poszukiwań nowych, bilansowych złóż węgla brunatnego.

Omawiana mapa morfologiczna ukazuje stan rozpoznania paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej do 1997 roku.

Litologia i stratygrafia podłoża podczwartorzędowego elewacji konińskiej

Podłoże mezozoiczne

Skały mezozoicznego podłoża zostały poddane bezpośrednim obserwacjom w kilku miejscach obszaru badań. Oprócz tego wykorzystano dane zawarte w dziennikach wierceń oraz w dokumentacjach złożowych. Strop mezozoiku elewacji konińskiej stanowi niemal wyłącznie powierzchnię kopalną, poza czterema odsłonięciami w okolicach Roźniatowa i w odkrywcę węgla brunatnego w obrębie rowu Adamowa (fig. 3). Niemniej jednak wiedza

o litologii i stratygrafii jest niezbędna dla poznania paleogeografii obszaru konińsko-turkowskiego u schyłku mezozoiku. Ponadto rozpoznanie litologii wzmiankowanych osadów miało na celu wykazanie związku między typem petrograficznym skał a ukształtowaniem powierzchni podtrzeciorzędowej. Nie można było bowiem wykluczyć sytuacji, w której wysoka pozycja hipsometryczna stropu mezozoiku i jego znaczne deniwelacje są efektem selektywnej denudacji.

Wśród skał budujących strop mezozoiku elewacji konińskiej wyróżniono pięć typów petrograficznych skał: margle, „opoki” wapniste, wapienie, gezy i piaskowce wapniste. Termin „opoka” ujęto w cudzysłów ze względu na rozproszony szkielec chalcedonowy (Pl. I: 1). „Opoka” trawiona w 20% HCl rozpada się, czyli nie jest spełniony warunek trwałości szkieletu krzemionkowego. Dominującymi skałami na powierzchni elewacji konińskiej są margle, stanowiące ponad 97% obszaru konińsko-turkowskiego. Budują one zarówno najwyższe wyniesienia badanej paleopowierzchni, jak też jej depresje. Pozostałe typy petrograficzne skał w postaci niewielkich wystąpień, często stwierdzonych tylko w jednym otworze jako enklawy pośród margli, są położone w różnej pozycji hipsometrycznej. Lateralne przejścia między wspomnianymi skałami są płynne w wyniku stopniowej zmiany proporcji minerałów głównych budujących te skały. Bardzo trudno jest wskazać na związek między erozją, która łatwo mogła niszczyć powierzchnię mezozoiczną, a dość regularnie zorientowanymi największymi depresjami stropu mezozoiku elewacji konińskiej. Równie mało prawdopodobne wydaje się, by erozja wód powierzchniowych spowodowała powstanie deniwelacji osiągających głębokości od kilkudziesięciu do ponad 220 m. Można więc stwierdzić, że litologia skał stropu mezozoiku elewacji konińskiej nie miała większego wpływu na duże urozmaicenie rzeźby omawianej paleopowierzchni.

Na podstawie danych, których dostarczają badania mikro- i makrofaunistyczne oraz wiedzy na temat paleogeografii późnej kredy w Polsce, można określić wiek skał budujących strop mezozoiku pewnych obszarów elewacji konińskiej. Z całą pewnością są to skały wieku wczesnomastrichtckiego. Lokalnie, w rynnach subglacjalnych występują skały starszych pięter górnej kredy (Mańkowska 1980) oraz skały późnego mastrichtu. Podpiętro górnomaastrichtckie, które zostało stwierdzone w otworze Koło IG-3 (Cieśliński & Jaskowiak 1973), a także oznaczony przez W. Pożaryskiego (1952) amonit *Hoploscaphites constrictus crassus* (Łopuski) wskazują, że skały górnego mastrichtu wykształcone w facji morskiej obejmowały większe obszary niż obecnie rejestrowane. Jednak obecny stan wiedzy nie pozwala na określenie ich lateralnego zasięgu. Miąższość osadów późnomastrichtckich była zapewne niewielka, dlatego też osady te łatwo uległy prawie zupełnemu zniszczeniu w paleogenie.

Skały starszych pięter górnej kredy, poza obszarem objętym badaniami, występują pod osadami mastrichtu, które wyklinowują się ku peryferiom wczesnomastrichtckiego basenu sedymentacyjnego. Natomiast na powierzchni

elewacji konińskiej skały starsze od mastrychtu występują w niektórych rynnach subglacialnych, gdzie erozja plejstocenska przebiła się przez cienką warstwę skał wczesnomastrychckich.

Można stwierdzić, iż poza sporadycznym występowaniem starszych pięter i podpięter kredy górnej oraz w dwóch miejscach stwierdzonych osadów górnego mastrychtu skały budujące strop mezozoiku elewacji konińskiej są wieku wczesnomastrychckiego.

Trzeciorzęd

Znajomość litologii i stratygrafii trzeciorzędu elewacji konińskiej ma duże znaczenie dla osiągnięcia, zawartego w tytule prezentowanej pracy, celu badań. Osady trzeciorzędowe dostarczyły bowiem istotnych pośrednich danych o deformacjach tektonicznych mezozoicznego podłoża. Dobre rozpoznanie litologii pozwoliło określić charakter i środowisko sedimentacji warunkowane mobilnością podłoża. Natomiast określenie wieku tychże osadów dało podstawy do korelacji procesów diastroficznych na terenie badań z innymi obszarami Polski.

Najpełniejszy profil osadów trzeciorzędowych na obszarze całej elewacji konińskiej zachował się w rowie Lubstowa (fig. 4) Trzeciorzęd niezgodnie zalega na marglach dolnomastrychckich kredy górnej. Profil trzeciorzędu obejmuje osady od górnego eocenu po górny miocen włącznie (Biernat 1962; Ciuk & Grabowska 1991; Widera 1997b).

Pododdział górnioeocenski rowu Lubstowa reprezentują piaski i kruche piaszkowce glaukonitowe z mikrofauną otwornicową (fig. 4). Inwentarz otwornicowy jest typowy dla form późnoeocenskich (Śmigielska [w:] Matl *et al.* 1979). Prawdopodobnie tego samego wieku są osady morskie odsłaniające się w Koninie-Przydziałkach (Wojewoda 1992). Wspomniane osady wykształcone są w litofacji drobno- i średniopiaszczystej z charakterystycznymi dla strefy litoralnej strukturami sedimentacyjnymi oraz ośrodkami malakofauny żyjącej w strefie przybrzeżnej ciepłego i płytkiego epikontynentalnego basenu morskiego (Ciszewska 1992).

Oligocen jest reprezentowany przez piaski i żwiry glaukonitowe zawierające plankton morski, a także łupki i mułowce węgliste z wkładkami węgla brunatnych w stropie (Ciuk & Grabowska 1991). Osady wieku oligoceńskiego nie rozprzestrzeniają się na obszar ramowy rowu Lubstowa. W innych częściach elewacji konińskiej oligocen nie został stwierdzony. Zasięg lateralny oligocenu nie jest dokładnie znany. Analizując morfologię stropu mezozoiku i paleogeografię trzeciorzędu na obszarze poddanym badaniom, można oczekiwać, że fragmentarycznie na N i W krańcach elewacji konińskiej osady oligoceńskie się zachowały (Kozydra & Skompski 1995).

Osady piaszczyste podścielające główny/dolny pokład węgla brunatnego – **II pokład łuzycy** w Lubstowie, bez fauny i fitoplanktonu, zaliczone zostały do miocenu dolnego – warstwy rawickie (Ciuk & Grabowska 1991). Według

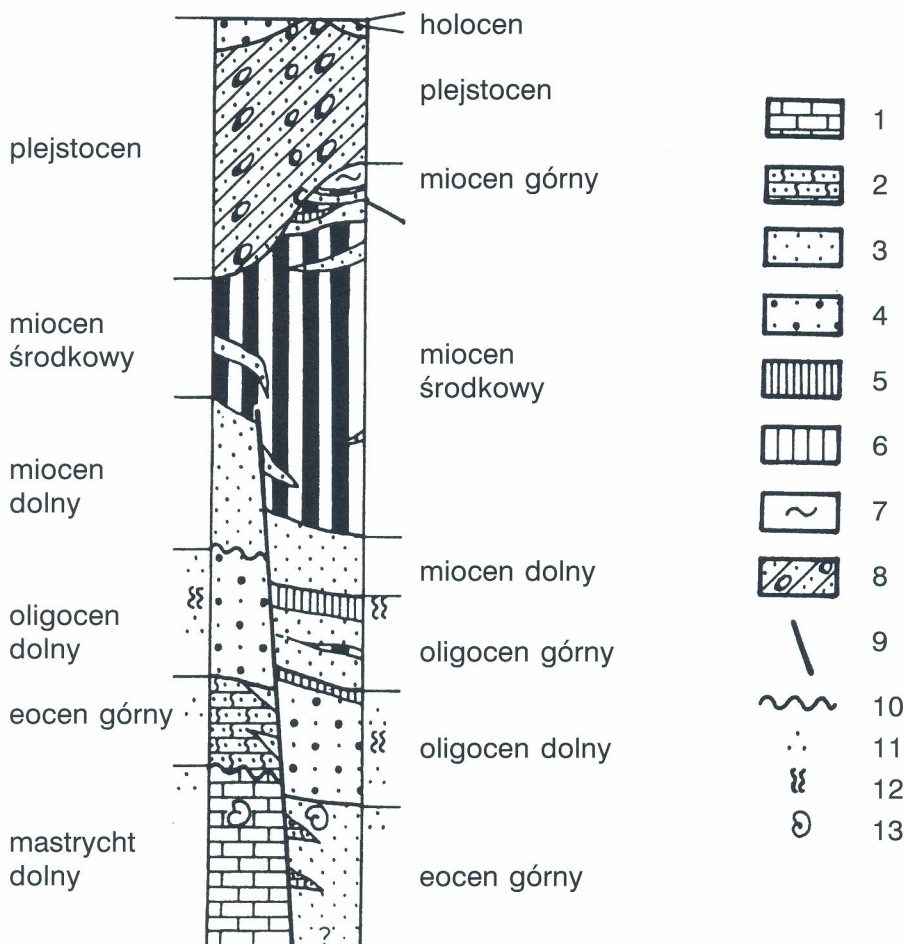


Fig. 4. Profil litostratygraficzny trzeciorzędu rowu Lubstowa

1 – margle, 2 – piaskowce, 3 – piaski, 4 – piaski i żwiry, 5 – mułki, 6 – węgle brunatne, 7 – iły, 8 – gliny, 9 – uskok, 10 – granica niezgodności, 11 – glaukonit, 12 – plankton morski, 13 – mikrofauna

Lithostratigraphic profile of the Tertiary of the Lubstów graben

1 – marls, 2 – sandstones, 3 – sands, 4 – sands and gravels, 5 – muds, 6 – lignites, 7 – clays, 8 – tills, 9 – fault, 10 – unconformity boundary, 11 – glauconite, 12 – marine plankton, 13 – microfauna

aktualnego schematu litostratygraficznego neogenu Nizżu Polskiego omawiane osady należy korelować z wczesnomioceną **formacją rawicką** (Piwocki & Tworzydło-Ziemińska 1995). Są to często piaski węgliste lub zawęglone o dominującym zabarwieniu szarym i brunatnoszarym. Na pozostałym obszarze elewacji konińskiej formacja rawicka ma duże rozprzestrzenienie i podściela pokłady węgla brunatnego – **I pokład środkowopolski**.

Do środkowego miocenu należą oba pokłady węgla brunatnego, rozdziela-

jące je osady piaszczysto-ilaste oraz zazębiające się z węglami osady mineralne w postaci piasków i mułków wyklinowujących się ku osiowym partiom rowu Lubstowa (fig. 4). Środkowomiocenne osady organiczne poddane były wnikliwym analizom palinologicznym (Kremp 1949; Mamczar 1960; Doktorowicz-Hrebnicka 1960; Doktorowicz-Hrebnicka & Mamczar 1960; Domagała 1982; Grabowska 1985; Ciuk & Grabowska 1991). Dolny pokład – **II pokład łuzycycki (lubstowski)** osiąga miąższość do 86,2 m. Przerost piaszczysto-ilasty – **formacja adamowska** osiąga miąższość 3–10 m, a maksymalnie 26 m, wyklinowując się ku obszarom ramowym rowu Lubstowa. Górny pokład węgla – **I pokład środkowopolski (koniński)** cechuje się niewielkim rozprzestrzenieniem i miąższością 3–8 m (fig. 4 & 6). Środkowy miocen poza rowem Lubstowa reprezentują wyłącznie węgle brunatne korelowane z **I pokładem środkowopolskim (konińskim)** oraz zazębiające się z węglami piaski rzeczne.

Górny miocen reprezentują szczątkowo zachowane w Lubstowie ility serii poznańskiej – **formacji poznańskiej**, podścielone piaskami i mułkami organicznymi z wkładkami węgla brunatnego (fig. 4). Na pozostałym obszarze badań **formacja poznańska** jest reprezentowana przez ility: szare, oliwkowo-niebieskie i płomieniste, często z przewarstwieniami mułków i piasków drobnoziarnistych. Miąższość **formacji poznańskiej** dochodzi nawet do kilkudziesięciu metrów.

Osady plioceńskie i „preglacjalne” w rozumieniu „preplejstocenne” są trudne do rozdzielania. Zostały one opisane dotychczas tylko w Lubstowie i w Józwinie (rów Kleczewa) jako utwory „preglacjalne” (Stankowski & Krzyszkowski 1991). Są to szczątkowo zachowane bezwapniste piaski rzeczne, źle obtoczone, z detrytusem ksylicowym. Sporadyczne wystąpienia „preglacjalne” na obszarze badań należy przypisać procesom egzarycyjno-erozyjnym okresu czwartorzędowego, kiedy zniszczeniu uległa m.in. także duża część osadów środkowo- i górnomiocennych w Lubstowie. Pozycja stratygraficzna wzmiankowanych osadów wynika z superpozycji w profilu litologicznym, co nie rozstrzyga jednoznacznie o ich wieku.

Tektonika elewacji konińskiej

Mechanizm powstania makromorfostruktury

Wysoką pozycję elewacji konińskiej przypisywano halotektonice, a ściślej mówiąc słabo rozwiniętej poduszce solnej w podłożu (Dadlez & Marek 1974). Analiza najnowszych danych wiertniczych z otworów wykonanych na obszarze badań potwierdza halotektoniczną genezę elewacji konińskiej. Niemniej jednak wskazywanie tylko jednej poduszki, której wybrzuszenie spowodowało wyniesienie wyżejległych skał mezozicznych całej struktury jest uproszczeniem. Wynika to zapewne z pojmowania zasięgu elewacji konińskiej jako

wyniesienia podłoża tylko w najbliższych okolicach Konina (Krygowski 1952). Dlatego też w myśl przyjętego w prezentowanej pracy zasięgu elewacji (fig. 1 & 2) należy mówić o występowaniu przynajmniej kilku poduszek i diapirów solnych w podłożu (Dadlez & Marek 1974). Granice elewacji zostały wyznaczone na podstawie kryterium morfometrycznego. Natomiast występowanie struktur solnych w podłożu obszaru badań upoważniało wyłącznie do łączenia genezy elewacji z tektoniką solną. Ponadto należy pamiętać o tym, iż współczesna morfologia stropu mezozoiku elewacji konińskiej jest efektem nakładania się czynników endo- i egzogenicznych.

Współczesne struktury solne powstały w wyniku rozwoju i przekształcania staromezozoicznych struktur, kiedy to zostały zapoczątkowane procesy halo-tektoniczne w niecce mogileńsko-łódzkiej (Deczkowski 1997). Pod koniec kredy zakończył się rozwój permsko-mezozoicznej bruzdy środkowopolskiej (Pożaryski & Brochwicz-Lewiński 1979; Głazek & Kutek 1970, 1971; Kutek & Głazek 1972). Rozpoczęty u schyłku późnej kredy proces wynoszenia elewacji konińskiej przebiegał z różną intensywnością przez cały trzeciorzęd i trwa do dziś (Wyrzykowski 1990; Stankowski i in. 1995; Widera 1997a, 1997b). Przyczyny zmiany tendencji pionowego ruchu podłoża na przełomie mezozoiku i kenozoiku należy dopatrywać się w ruchach orogenicznych fazy laramijskiej. Echem fazy laramijskiej na Niżu Polskim była kompresja horyzontalna (Dadlez & Marek 1974; Deczkowski & Gajewska 1980). W podłożu podpermskim kompresja horyzontalna musiała zaznaczyć się w postaci uskoków odwróconych (Pożaryski 1970). Autor ten uważał także miąższy kompleks ewaporatów cechsztyńskich za warstwę graniczną, która rozdzielała niżejległe skały pod-

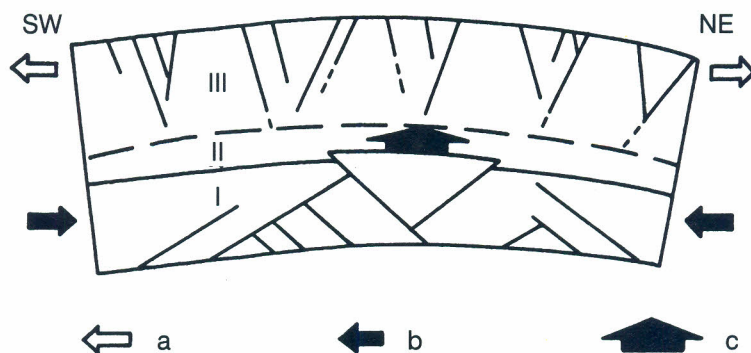


Fig. 5. Teoretycznie możliwy stan naprężeń w podłożu elewacji konińskiej na przełomie mezo- i kenozoiku

I – podłożo podcechsztyńskie, II – cechsztyńskie, III – mezozoik; a – tensja, b – kompresja, c – parcie soli

Theoretical possible stress state in the basement of the Konin Elevation at the time between Mesozoic and Cainozoic

I – sub-Zechstein substratum, II – Zechstein, III – Mesozoic; a – tension, b – compression, c – salt force

cechsztyńskie podlegające kompresji, od wyżejległych skał mezozoicznych podlegających tensji z poprzecznego zginania (fig. 5).

Powstanie nieciągłości oraz przemieszczeń wzdłuż płaszczyzn poślizgu podcechsztyńskiego podłoża dało impuls tektoniczny do uaktywnienia mas solnych, które zaczęły przemieszczać się ku strefom zluźnień w przegubowych częściach nadkładu (Miasnikow *et al.* 1980; Parker & McDowell 1955). Zainicjowana tektonicznie halotektonika u schyłku kredy wydaje się być powtórzeniem kimeryjskiego stanu naprężeń w podłożu elewacji konińskiej (Widera 1997a, b). Ponownie doszło do wysklepienia mas solnych w osiowej części omawianej struktury oraz powstania naprężeń rozciągających w mezozoicznym nadkładzie oddziały cechsztyńskiego (fig. 5).

Geneza mezostruktur paleopowierzchni

Opis budowy wewnętrznej ważniejszych depresji

Rów Lubstowa

Złoże węgla brunatnego Lubstów znajduje się około 20 km na NE od Konina (fig. 2 & 3). Osady trzeciorzędowe wypełniają rów tektoniczny, będący bardzo dobrym przykładem kenozoicznej tektoniki w środkowej Polsce. Jest to jedyna struktura na obszarze elewacji konińskiej, co do której tektonicznej genezy istnieje duża zgodność opinii zawartych w piśmiennictwie (Biernat 1962; Olendski 1962; Ciuk & Grabowska 1991; Stankowski *et al.* 1995; Widera [w:] Stankowski 1996; Widera 1997a, b). Jedynie J. Głazek (informacja ustna) przypisuje genezę rowu Lubstowa głównie szeroko pojmowanej subrozji. Oprócz prac wiertniczych również badania geofizyczne (por. fig. 7) potwierdziły istnienie dyslokacji nieciągłych zarówno w stropie mezozoiku, jak i w osadach trzeciorzędowych rowu Lubstowa. Rów Lubstowa wyróżnia się pośród innych rowów tektonicznych elewacji konińskiej następującymi cechami (fig. 6):

- najgłębszy otwór (nie osiąga osadów kredy) – otw. 26/44; rzędna terenu (+100,01 m n.p.m.), głębokość otworu (280,00 m), rzędna nawiercona (–179,99 m p.p.m.),
- najgłębiej nawiercony strop kredy – otw. 18/44; rzędna terenu (+104,34 m n.p.m.), głębokość otworu (248,00 m), rzędna kredy (–141,76 m p.p.m.),
- najgłębiej nawiercony spąg węgla (środkowomioceńskiego) – otw. 26/44; rzędna spągu węgla (–51,99 m p.p.m.),
- największa miąższość ciągłego pokładu węgla – otw. 24/49; rzędna terenu (+101,49 m n.p.m.), strop/spąg węgla (53,0–139,2 m), miąższość węgla (86,2 m), otw. 22/44; rzędna terenu (+102,19 m n.p.m.), strop/spąg węgla (47,0–133,2 m), miąższość węgla (86,2 m), otw. 26/44; rzędna terenu (+100,01 m n.p.m.), strop/spąg węgla (66,5–152,0 m), miąższość węgla (85,5 m),
- największa sumaryczna miąższość węgla (środkowomioceńskiego) – otw. 26/44;

rzędna terenu (+100,01 m n.p.m.), strop/spąg węgla: (54,7–60,0 m, 63,2–64,0 m, 66,5–152,0 m), miąższość sumaryczna węgla (91,6 m).

Obszar złoża węgla brunatnego Lubstów charakteryzuje się bardzo czytelną genezą tektoniczną. Niemniej jednak tektonika i jej morfologiczny wyraz są słabo udokumentowane. Jedynie SE część złoża, gdzie występuje największa depresja powierzchni kredowej na obszarze elewacji konińskiej z największymi gradientami spadku podłoża, posiada dokumentację geofizyczną w postaci m.in. mapy linii uskoku. Również uskoki znaczone na przekrojach często nie wykraczają poza najgłębszą część rowu.

Spośród 362 otworów wiertniczych poddanych analizom, 182 otwory osiągnęły strop mezozoiku. Gęstość rozmieszczenia otworów wiertniczych osiągających strop mezozoiku jest zmienna w poszczególnych fragmentach rowu Lubstowa. Sprawiało to, iż trudno było uzyskać zadowalające wyniki wyłącznie metodami kartograficznymi. Dlatego też szczególnie dużo uwagi poświęcono zależnościom między ukształtowaniem spągu węgla i morfologią stropu mezozoiku. W latach 1993–1997 istniała także możliwość bezpośrednich obserwacji ścian w najgłębszej (SE) części odkrywki. Obserwacje terenowe dały podstawy do weryfikacji poglądów na temat tektonicznej aktywności obszaru rowu Lubstowa w rzeczywistych warunkach geologicznych.

Figura 6 przedstawia poprzeczny przekrój geologiczny przez rów Lubstowa wypełniony miąższym pokładem węgla brunatnego. Linia przekroju została tak poprowadzona, by ujęte zostały charakterystyczne, a jednocześnie reprezentatywne dla całej struktury, elementy budowy geologicznej. Przekrój zawiera również wydzielenia litologiczne oddające stosunki miąższościowe i hipsometryczne między różnymi typami litologicznymi skał. Charakterystyczny jest wyrównany, o niewielkich deniwelacjach relief stropu mezozoiku na obszarach ramowych rowu między otworami: 144/90, 144/86, 148/82 i 40/34, 44/26 (fig. 6). Strop mezozoiku na obszarze ramowym położony jest średnio na wysokości 40–50 m n.p.m. Z kolei strefa rowu wyróżnia się dużymi deniwelacjami o wysokościach względnych przekraczających kilkadziesiąt, a nawet ponad 100 m między otworami, np.: ponad 140 m między 148/82 i 156/70 oraz ponad 120 m między 26/44 i 30/40. Otwór 26/44 do głębokości –179,99 m p.p.m. nie osiąga stropu kredy, a zatem deniwelacje między obszarem ramowym (40–50 m n.p.m.) i najgłębszą częścią rowu przekraczają 220 m. Przekrój ukazuje złożoną budowę rowu Lubstowa (fig. 6). Z jednej strony schodowo zapadające się podłoże ku największej depresji, z drugiej natomiast występujące progi strukturalne o charakterze zrębów tektonicznych w osiowych częściach rowu – otw. 4/58.

Pierwszą pracą ukazującą tektoniczny charakter depresji stropu mezozoiku w okolicach Lubstowa był artykuł S. Biernata (1962). Rozpoznanie złoża było jednak tak słabe, że autor ten wykreślił pokład węgla o miąższości około 20 m, zaś powierzchnia mezozoiczna znaczone była jako stosunkowo płytki rów tektoniczny z symetrycznie zapadającymi się blokami podłoża ku osiowej części rowu. Wykonane w latach 60. i 70. wiercenia potwierdziły poglądy

Plansza I

1. Wychodnie „opok” (O) mastrychtu w Roźniatowie koło Turku ze strukturą krasową (KS) (czerwiec 1996)

2. Uskok nożycowy wygasający w węglach

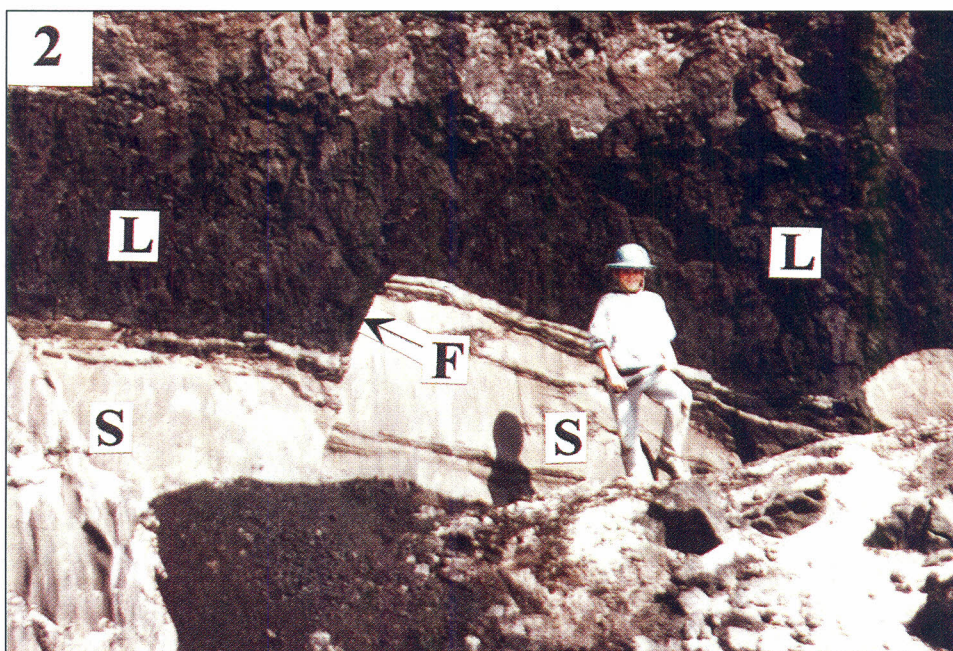
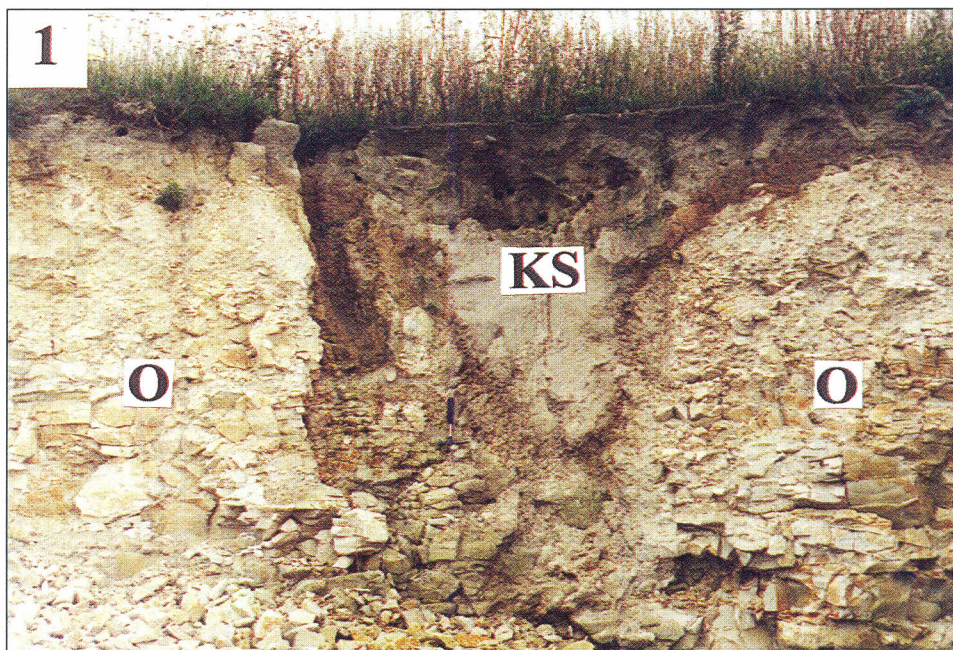
L – węgiel brunatny, S – piaski, F – powierzchnie uskokowe (Lubstów, lipiec 1995)

Plate I

1. Outcrops of the Maastrichtian “opokas” (O) in Roźniatów near Turek with karst structure (KS) (June 1996)

2. Scissors fault ended in lignites

L – lignites, S – sands, F – fault surface (Lubstów, July 1995)



Plansza II

1. Uskok normalny wyznaczający granicę zrębu w strefie osiowej rowu Lubstowa

L – węgiel brunatny, S – piaski, F – powierzchnie uskokowe (Lubstów, wrzesień 1996)

2. Uskok normalny wyznaczający granicę zrębu

L – węgiel brunatny, S – piaski, F – powierzchnie uskokowe (Lubstów, czerwiec 1997)

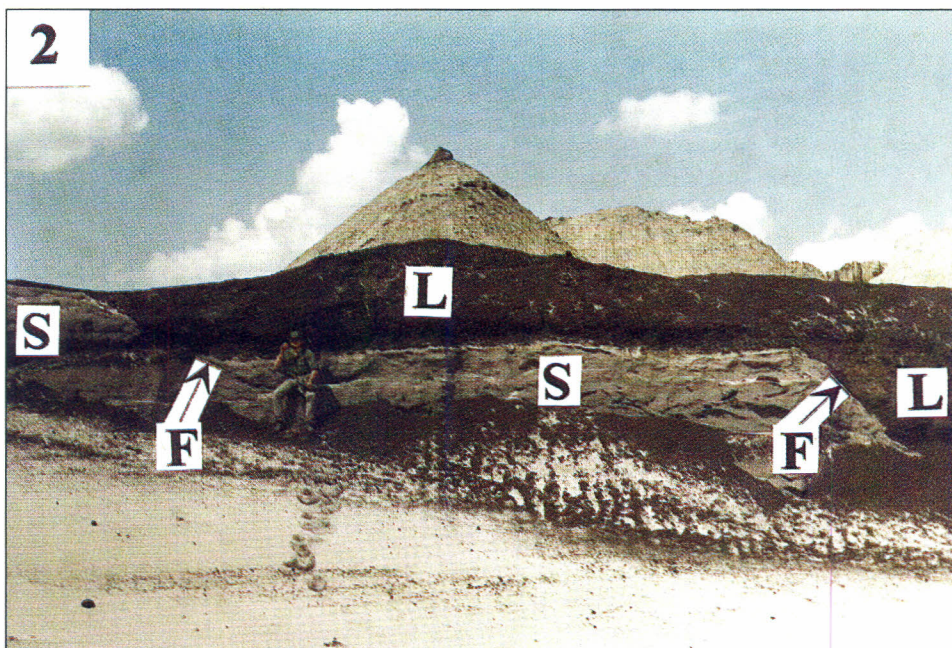
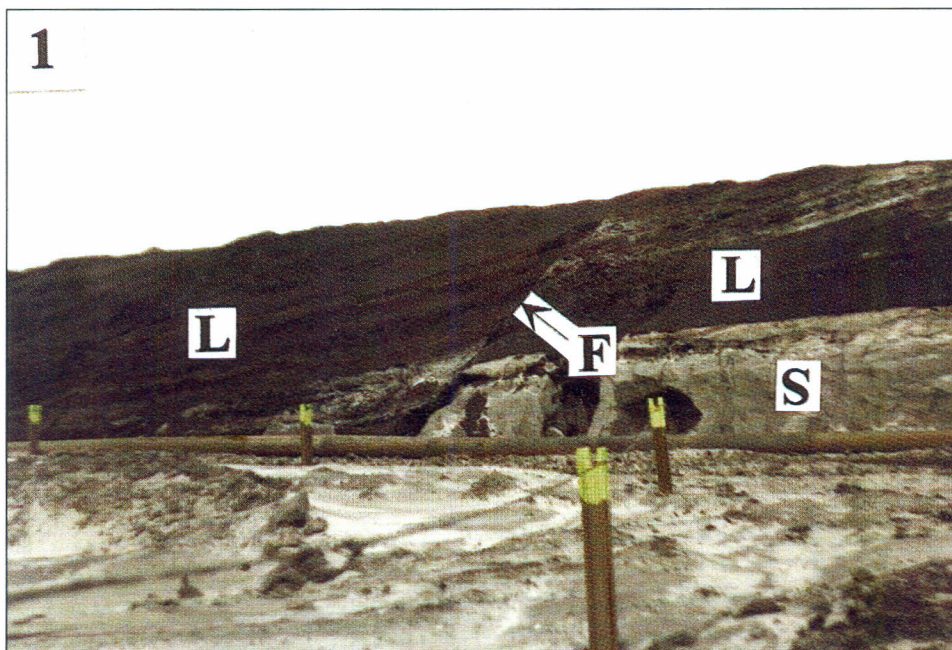
Plate II

1. Normal-slip fault indicated the boundary of the horst in the axial zone of the Lubstów graben

L – lignites, S – sands, F – fault surface (Lubstów, September 1996)

2. Normal-slip fault indicated the boundary of the horst

L – lignites, S – sands, F – fault surface (Lubstów, June 1997)



Plansza III

1. Uskoki z możliwym zmiennym ruchem skrzydeł

L – węgiel brunatny, S – piaski, F – powierzchnie uskokowe (Lubstów, wrzesień 1996)

2. Uskok normalny z lustrem tektonicznym

L – węgiel brunatny, S – piaski, F – powierzchnie uskokowe (Lubstów, lipiec 1995)

3. Słabo widoczna powierzchnia uskokowa między węglami i piaskami szaro-brązowymi

L – węgiel brunatny, S – piaski, F – powierzchnie uskokowe (Lubstów, lipiec 1995)

4. Uskoki antytetyczne i homotetyczne w piaskach

L – węgiel brunatny, S – piaski (Lubstów, czerwiec 1994)

Plate III

1. Faults with possible changed direction of the fault wings movement

L – lignites, S – sands, F – fault surface (Lubstów, September 1996)

2. Normal-slip fault with tectonic mirror

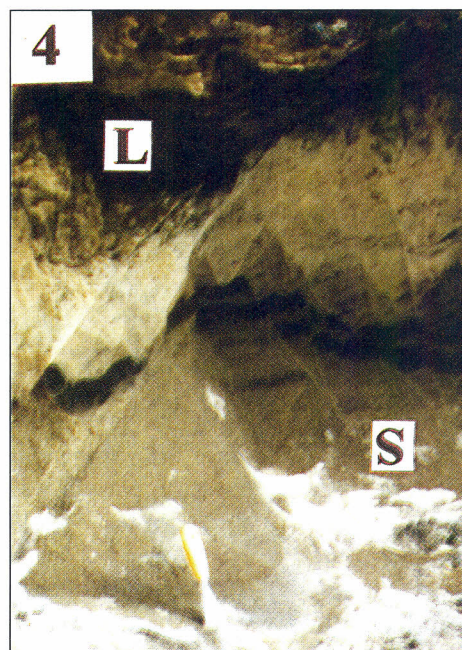
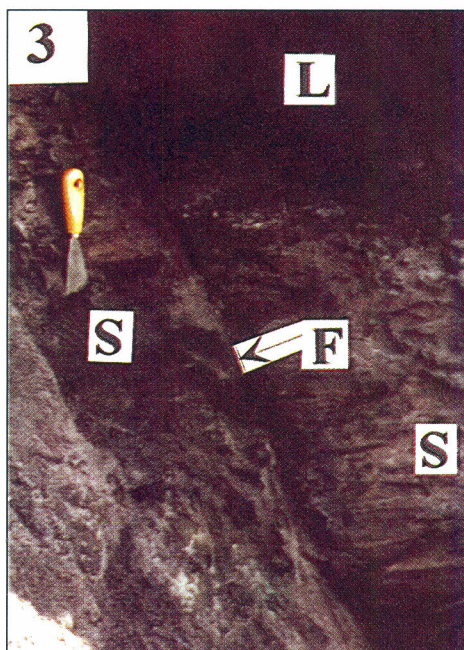
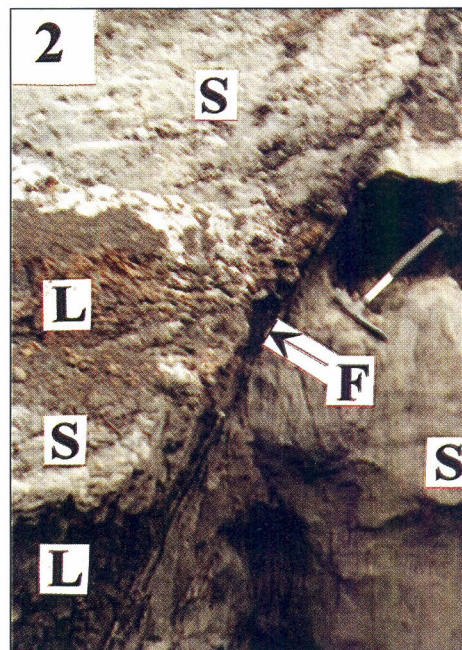
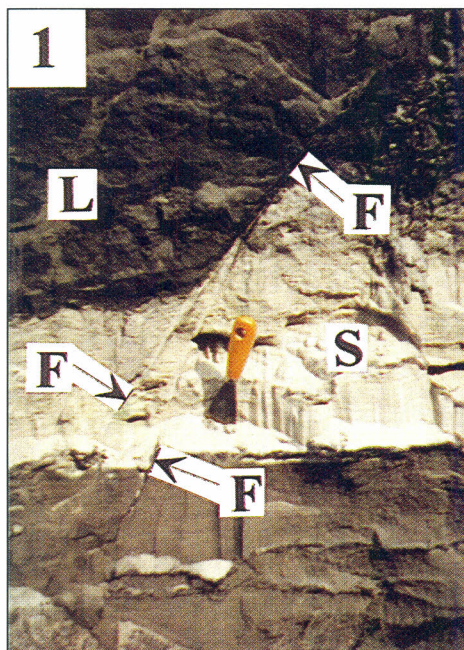
L – lignites, S – sands, F – fault surface (Lubstów, July 1995)

3. Bad visible fault surface between lignites and gray-brownish sands

L – lignites, S – sands, F – fault surface (Lubstów, July 1995)

4. Antithetic and homothetic faults in sands

L – lignites, S – sands (Lubstów, June 1994)



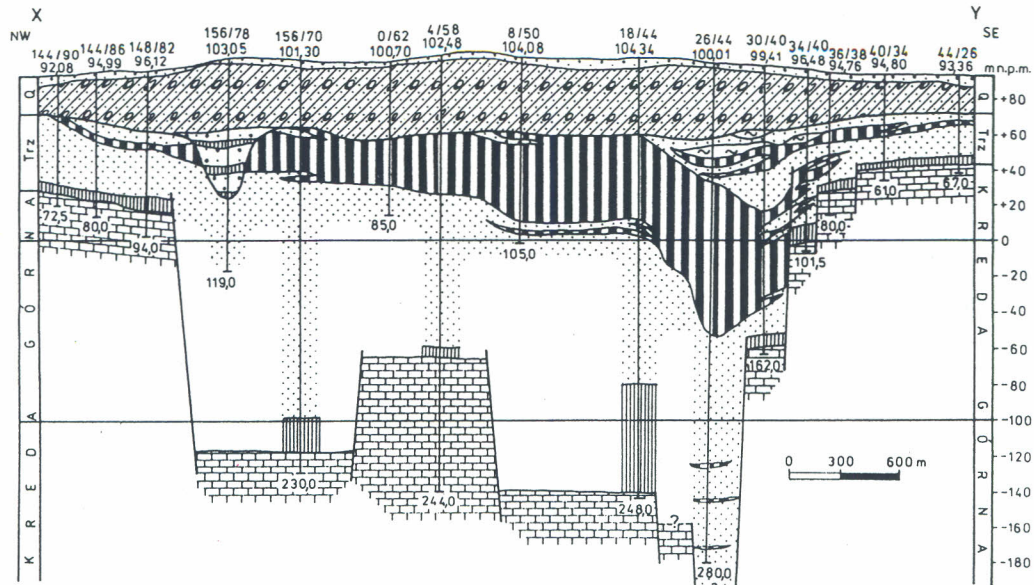


Fig. 6. Poprzeczny przekrój geologiczny przez rów Lubstowa (objaśnienia jak na fig. 4)

Geological cross-section through the Lubstów graben (explanations as in fig. 4)

o tektonicznej genezie rowu Lubstowa (Ciuk & Grabowska 1991). Wykreślony przez E. Ciuka (1991) przekrój geologiczny ukazywał jedynie większe rozmiary rowu niż znaćzył to S. Biernat (1962). Przedstawiony przekrój nie zobrazował bardzo skomplikowanego stylu budowy tektonicznej rowu Lubstowa, co zostało dopiero stwierdzone i udokumentowane przez autora prezentowanej pracy (Widera 1996, 1997a, b).

W celu wyznaczenia dyslokacji w podkenozoicznym podłożu opracowano metodę badawczą, tzw. kartograficzno-sedymentologiczną, będącą rozwinięciem sugestii W. Stankowskiego (1995). Metoda kartograficzno-sedymentologiczna pozwala na półilościową ocenę udziału czynnika tektonicznego w powstawaniu złóż węgla brunatnego. Metoda ta bazuje na szeroko stosowanych w kartografii węglanej sposobach kreślenia uskoków oraz na wnikliwych obserwacjach sedymentologicznych analizowanych osadów. Celem wspomnianej metody jest wyznaczenie dyslokacji w stropie mezozoiku na podstawie szczegółowego rozpoznania ukształtowania spągu węgla i słabiej poznanej rzeźby powierzchni podkenozoicznej. Założono, że obniżanie spągu węgla wynikało z subsydencji mezozoicznego podłoża. Najważniejsze dla wyznaczenia dyslokacji w mezozoicznym podłożu są rzędne spągu węgla i stropu mezozoiku (jeżeli został nawiercony). Pierwszy etap polega na wykreśleniu morfologii stropu kredy oraz ewidentnych uskoków. O takich uskokach można mówić wtedy, gdy deniwelacje między sąsiednimi otworami są większe niż deniwelacje na obszarze ramowym, gdzie różnice wysokościowe zalegania skał

górnokredowych nie przekraczają 10 m między sąsiednimi otworami, oddalonymi od siebie o około 200–300 m (fig. 6). Strop mezozoiku obecnie rejestrowany i przed sedymentacją węgla to dwie różne paleopowierzchnie. Znajomość paleopowierzchni mezozoiku przed sedymentacją fitogeniczną umożliwiła wykreślenie dyslokacji, których nie można wyznaczyć bezpośrednio, na podstawie dużych zrzutów stropu podłoża.

Zrzut stropu mezozoiku w czasie sedymentacji burowęglowej równa się w przybliżeniu głębokości torfowiska w momencie zakończenia narastania masy torfowej. Rodzi się jednak problem, jak wyznaczyć głębokość torfowiska, którego rozwój był stymulowany poziomem wód gruntowych. W świetle analizy wszystkich dostępnych autorowi otworów wiertniczych wolno domniemywać, że poziom wód gruntowych oscylował najprawdopodobniej wokół rzędnej +65,0 m n.p.m., w dzisiejszej pozycji hipsometrycznej złoża. Za tak przyjętą wartością przemawia to, że na skrzydłach złoża, gdzie węgle wyklonowują się i są sedymentacyjnie przykryte mineralnymi osadami trzeciorzędowymi, a kompakcja przy bardzo małych miąższościach nie miała większego znaczenia, strop najwyższych położonych węgla zbliża się do rzędnej +65,0 m n.p.m. Zatem rzędne stropu mezozoiku przed sedymentacją fitogeniczną określono poprzez podniesienie rzędnych współczesnej paleopowierzchni mezozoicznej o głębokość torfowiska, która równa się różnicy między poziomem odniesienia (+65,0 m n.p.m.) a rzędną spągu węgla w otworze wiertniczym.

Rezultaty badań kartograficznych i sedymentologicznych dowodzą, że generalne rysy rowu Lubstowa nie zmieniły się w czasie całego okresu rozwoju tejże struktury tektonicznej. Na tej podstawie można uznać główne kierunki tektoniczne aktywne w czasie sedymentacji burowęglowej również za dominujące w czasie sedymentacji osadów podwęglowych.

Dzisiejsza rzeźba mezozoicznego podłoża rowu Lubstowa zawdzięcza swoją genezę tektonice. Widoczne są wyraźne deniwelacje, które na przestrzeni 200–300 m osiągają wielkości do ponad 100 m. Najbardziej potrzaskana tektonicznie jest SE część rowu w otoczeniu otworu 26/44 (fig. 6).

Rów Lubstowa jest doskonałym przykładem klawiszowo-szachownicowego stylu budowy tektonicznej. Jest to struktura o orientacji NW–SE, szerokości około 2 km i długości około 4 km. Strop mezozoiku pocięty jest siecią uskoku o dwóch dominujących kierunkach NW–SE i SW–NE, która dzieli podłoże rowu na liczne bloki strukturalne. Poszczególne bloki przemieszczały się względem siebie w różnych okresach rozwoju rowu. Doprowadziło to do powstania, wyróżnionych w morfologii stropu mezozoicznego podłoża, depresji i progów, a w konsekwencji do zróżnicowania miąższości trzeciorzędowych osadów tak mineralnych, jak i organicznych. Można więc stwierdzić, iż w ogólnych zarysach morfologia spągu węgla dopasowała się do morfologii mezozoicznego podłoża. Dużo większe deniwelacje stropu mezozoiku, niż spągu węgla, zamaskowane są przez miąższe podwęglowe osady mineralne (fig. 6 & 7).

Tektoniczne deformacje mezozoicznego położa węgla brunatnych w Lubstowie potwierdzają także badania geofizyczne (Midura & Staszak 1989).

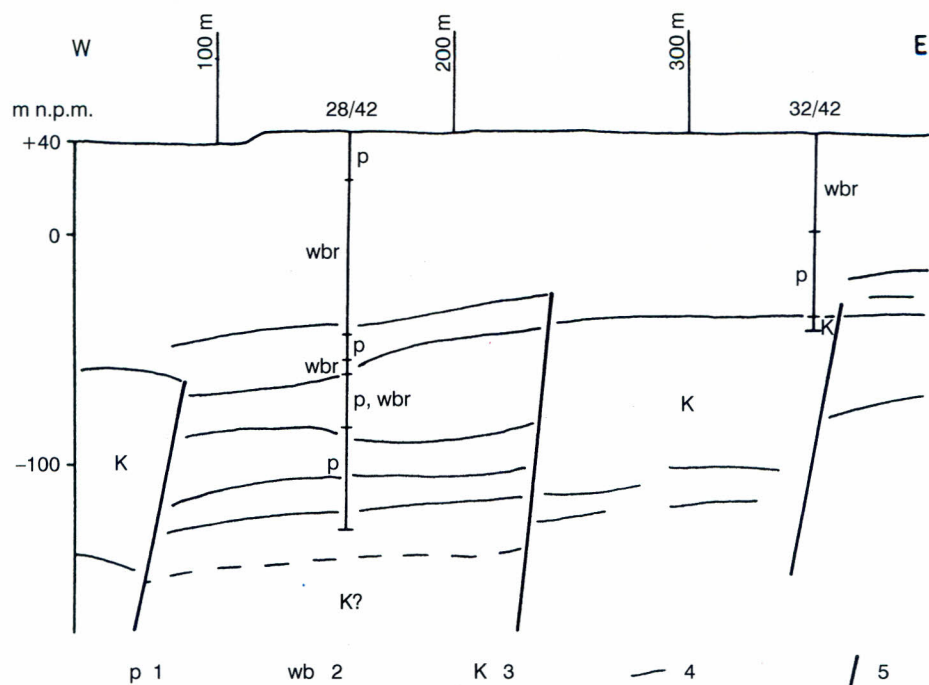


Fig. 7. Szkic profilu geofizycznego przez złożę węgla brunatnego w Lubstowie (według Midury & Staszaka 1989, uproszczony)

1 – piaski, 2 – węgle brunatne, 3 – margle mastrychckie, 4 – powierzchnie refleksyjne, 5 – uskoki

Sketch of the geophysical profile through the Lubstów seam (after Midura & Staszak 1989, simplified)

1 – sands, 2 – lignites, 3 – Maastrichtian marls, 4 – reflection surfaces, 5 – faults

Zostały one wykonane metodą refleksyjną, a ich celem było prześledzenie morfologii stropu kredy. Jeden z przekrojów geofizycznych przez SE część rowu Lubstowa przedstawia figura 7. Okazało się, że położenie, orientacja i długość linii uskokowych wyznaczonych na podstawie badań geofizycznych pokrywa się z siatką uskoków wyznaczonych kartograficznie na podstawie szczegółowej analizy sedimentologicznej osadów trzeciorzędowych wypełniających rów Lubstowa.

Przedstawiony profil geofizyczny potwierdza tezę o występowaniu dużych deniwelacji w mezozoicznym podłożu rowu Lubstowa. Zrzut stropu kredy między otworami 28/42 i 32/42, oddalonymi od siebie o 200 m, przekracza 90 m (fig. 7). Największą jednak zaletą badań geofizycznych jest możliwość określenia kąta upadu i kierunku zapadania powierzchni uskokowych, co nie jest możliwe do wykonania kartograficznie przy kroku siatki wierceń 200/200 m. Na podstawie analizy profili geofizycznych można stwierdzić, że kąt upadu uskoków jest rzędu 70–90° (fig. 7).

Przejawy kenozoicznej tektoniki zachodzącej w rowie Lubstowa potwier-

dzono obserwacjami na ścianach odkrywki. Najciekawsze stwierdzone mezostruktury tektoniczne pokazano na planszach (Pl. I: 2, Pl. II: 1–2, Pl. III: 1–4).

Oprócz uskoków o kątach upadu rzędu 40–70° występujących w trzeciorzędowych osadach mineralnych i organicznych zaobserwowano wychylenia z pierwotnego położenia piasków podwęglowych, węgla brunatnych i piasków śródwęglowych. Rejestrowane w ścianach odkrywki wychylenia warstw, które pierwotnie zalegały prawie poziomo, osiągają upady 10–30°. Kierunki upadu mają bardzo duży rozrzut. O upadzie warstw piasków dolnomioceńskich rzędu 25–28° i piasków oligoceńskich w granicach 27–28° wspominają także E. Ciuk & I. Grabowska (1991). Natomiast S. Biernat (1962) odnotowuje warstewki słabo zdiagenizowanego piaskowca glaukonitowego, wieku oligoceńskiego, o upadzie nawet pod kątem 47°.

Przedstawione fakty sedymentologiczne, kartograficzne, geofizyczne oraz bezpośrednie obserwacje i pomiary w odsłonięciach dowodzą tektonicznej budowy rowu Lubstowa. Jest to jedyna struktura tektoniczna na obszarze elewacji konińskiej, gdzie dysponuje się tak bogatym materiałem faktograficznym. Wyniki badań dokumentują skutki tektonicznej aktywności na obszarze złoża Lubstów.

Rów Władysławowa

Złoże węgla brunatnego Władysławów położone jest około 20 km na SE od Konina i około 12 km na N od Turku (fig. 2 & 3). Osady trzeciorzędowe zalegają w wyraźnym obniżeniu powierzchni mezozoicznej. Ugruntowany w literaturze przez J. Czarnika (1967a, 1972) pogląd o erozyjnej genezie zagłębienia w stropie mezozoiku z okolic Władysławowa nie znajduje potwierdzenia w świetle najnowszych badań. Przeprowadzone kompleksowe badania kartograficzno-sedymentologiczne oraz obserwacje terenowe jednoznacznie wskazują na związek sedimentacji trzeciorzędowej z tektoniką podłoża. Uwidaczniają się również, chociaż w mniejszej skali, podobieństwa między rowem Lubstowa a omawianą strukturą koło Władysławowa.

Z obszaru złoża Władysławów i jego najbliższego sąsiedztwa weryfikacji poddano 454 otwory wiertnicze, z których 241 osiągnęło skały mezozoiku. Rozmieszczenie otworów nie było równomierne, stąd też nie można było wprost, kartograficznie wyznaczyć dyslokacji w stropie kredy. Podobnie jak w Lubstowie, również we Władysławowie pomocniczo wykorzystano analizę ukształtowania spągu węgla brunatnego. Przez porównanie reliefu spągu węgla i stropu mezozoiku oraz wykorzystanie dostępnych danych sedymentologicznych, popartych obserwacjami terenowymi, podjęta została próba wykreślenia uskoków w mezozoicznym podłożu.

Przekrój podłużny przez złoże Władysławów został poprowadzony wzdłuż osi rowu (fig. 8). Powierzchnia mezozoiku zapada generalnie w kierunku wschodnim. Niemniej jednak wiercenia na obszarze otaczającym złoże od strony E wskazują na wysoką pozycję mezozoiku (ok. +90 m n.p.m.). Widoczna na figurze 8 rynną subglacialna, podobnie jak w Lubstowie, wydaje się być

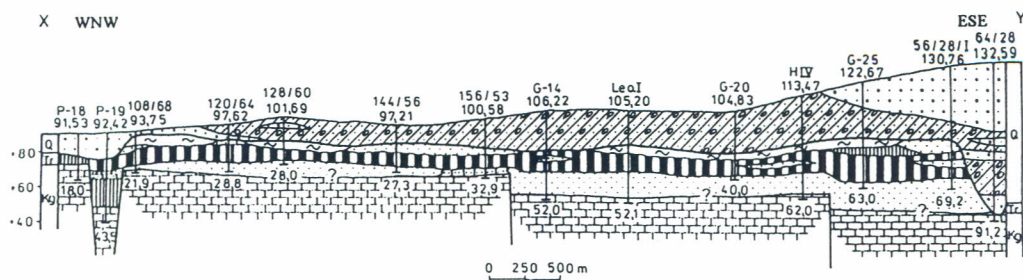


Fig. 8. Przekrój geologiczny przez rów Władysławowa
(objaśnienia jak na fig. 4)

Geological cross-section through the Władysławów graben
(explanations as in fig. 4)

związana z uskokiem ramowym, aktywnym prawdopodobnie jeszcze w plejstocenie (por. fig. 3). Poza tym piaski śródwęglowe w otworze 56/28/I mogą również sugerować bliskie występowanie obszaru ramowego, z którego osady mineralne były erodowane, a następnie deponowane w postaci delty wkraczającej na obszar sedymentacji fitogenicznej. Deniwelacje stropu mezozoiku osiągają maksymalnie 25 m między otworami P-18, P-19 i 108/68 w części W złoży, 12 m między otworami 156/53 i G-14 w środkowej części złoży oraz 10 m między otworami HIV i G-25 we E części złoży. Charakterystyczne są prawie płaskie powierzchnie stropu kredy między otworami: 108/68, 120/64, 128/60, 144/56, 156/53 i G-14, Leo.I, G-20, HIV, z drugiej zaś strony ograniczające owe płaskie powierzchnie wyraźne progi strukturalne o względnych wysokościach 10–25 m. O tym, że jest to efekt tektonicznej aktywności podłoża przekonuje najlepiej porównanie danych z otworów: P-18, P-19 i 108/63. W otworze P-19 strop kredy znajduje się ponad 25 m niżej niż w otworach P-18 i 108/63. Zwiększona miąższość mułków trzeciorzędowych w otworze P-19 oraz ich głębokie zaleganie wydaje się dowodzić względnego przemieszczenia się bloków podłoża. Wyraźna jest współkształtność stropu mezozoiku i spągu węgla. Prawdą wszakże jest, iż deniwelacje powierzchni spągowej węgla wykazują różnice wysokości rzędu 5–10 m, ale występują one dokładnie nad dyslokacjami powierzchni mezozoicznej. Jest to kolejny dowód świadczący o synsedymentacyjnej tektonice na omawianym obszarze złoży węgla brunatnego. Prezentowany przekrój przedstawia uskoki aktywne zarówno przed, jak i w czasie sedymentacji fitogenicznej (fig. 8). Na podkreślenie zasługuje fakt, że poza strefami dyslokacyjnymi relief stropu mezozoiku i spągu węgla jest bardzo wyrównany, co potwierdza tezę o słabo urozmaiconej paleopowierzchni elewacji konińskiej przed sedymentacją trzeciorzędową w ogóle, jak również przed sedymentacją węgla brunatnych (Klimaszewski 1958; Krygowski 1961; Stankowski *et al.* 1995).

Na podstawie przekrojów i mapy strukturalnej spągu węgla wyznaczono orientację linii uskokowych w podłożu rowu Władysławowa, które są zbieżne z kształtem złoży. Dominują dwa główne kierunki tektoniczne: WNW–ESE

i NE–SW. Szerokość rowu w jego W części wynosi około 800 m, w części środkowej około 1 km, zaś we E około 500 m. Deniwelacje powierzchni kredowej między osiowymi partiami rowu a obszarem ramowym wynoszą 20–50 m. Najwyższe wyniesienie stropu mezozoiku w najbliższym otoczeniu rowu Władysławowa osiąga rzędną +95,94 m n.p.m. Najniżej nawiercone skały mezozoicznego podłoża zostały na rzędnej +43,39 m n.p.m., w E części złoża. Średnio jednak powierzchnia mezozoiczna w otoczeniu rowu Władysławowa zalega na wysokości +80–90 m n.p.m. Z wyrównanym reliefem obszaru ramowego kontrastuje urozmaicona morfologia dna rowu. Morfologia spągu węgla oddaje w przybliżeniu ukształtowanie stropu mezozoiku. Można więc stwierdzić, iż główne uskoki ramowe były już aktywne przed sedymentacją formacji burowęglowej. Natomiast w czasie narastania masy torfowej, oprócz wcześniej aktywnych dyslokacji, uaktywniły się nowe dyslokacje, które pocięły podłoże rowu na mniejsze bloki. W ten sposób mobilne mezozoiczne podłoże deformowało wyżejległe osady trzeciorzędowe, co znalazło swoje odzwierciedlenie szczególnie w ukształtowaniu spągu węgla brunatnych.

Dowodów potwierdzających tektoniczną genezę rowu Władysławowa dostarczyły także obserwacje terenowe. W miejscu gdzie eksploatacja węgla doszła w pobliżu obszaru ramowego stwierdzono skutki tektonicznej aktywności podłoża. Zaobserwowane w rowach odwadniających szare piaski podwęglowe występują również na obszarze ramowym około 10–15 m wyżej niż spąg węgla. Widoczny był też czasami kontakt między piaskami podwęglowymi i węglami oraz między węglami i marglami kredowymi, wzdłuż powierzchni uskokowych. Niewielkie wszakże rozmiary deformacji tektonicznych, jak i stosunkowo płytka eksploatacja węgla sprawiły, że czytelność struktur była nieporównywalnie gorsza, niż to miało miejsce w Lubstowie. Niemniej jednak można stwierdzić, że złoża węgla brunatnego Władysławów wypełnia rów tektoniczny.

Rów Adamowa

Złoże węgla brunatnego Adamów, znajdujące się około 6 km na E od Turku, jest najrozleglejszą strukturą, o charakterze rowu tektonicznego, w S części elewacji konińskiej (fig. 2 & 3). Obniżenie powierzchni mezozoicznej o długości około 13 km i szerokości około 2–3 km wypełnione jest osadami trzeciorzędowymi, w tym również węglem brunatnym. Na obszarze rowu występują 4 złoża węgla brunatnego: Adamów, Krwony, Koźmin i Koźmin Północ. Największym złożem jest złożo Adamów, a pozostałe złoża wypełniają większą wspólną strukturę tektoniczną, dlatego też strukturę tę nazwano rowem Adamowa.

J. Czarnik w swoich pracach (1967a, b, 1972) obniżenia stropu mezozoiku wypełnione złożami węgla brunatnego łączył z paleogeńską erozją rzeczną. W ujęciu tego autora obniżenie w okolicach Władysławowa było fragmentem doliny bocznej, która poprzez okolice Brudzewa (por. fig. 2) uchodziła do głównej doliny Adamowa, ta z kolei kierowała się na N pod dnem dzisiejszej

doliny Warty (Czarnik 1967b, fig. 1, s. 342 & 1972, fig. 24, s. 79). J. Czarnik dysponował jednak stosunkowo małą ilością otworów wiertniczych. Szczególnie zauważalny był brak otworów z N części rowu Adamowa i z obszaru ramowego. Przy rysowaniu map strukturalnych stropu mezozoiku poczyniono uproszczenia, na co wskazują niezgodności między danymi z kart otworów a przedstawionymi mapkami. Nie uwzględniono również przegłębień i progów strukturalnych w dnie „dolin”. Weryfikacja danych z otworów nawiercających „dolinę kopalną” w okolicy Brudzewa (por. fig. 2) i N otoczenia rowu Adamowa dała ciekawe wyniki. Okazało się, że tam, gdzie J. Czarnik kreślił strop mezozoiku koło Brudzewa na rzędnych poniżej +50 m n.p.m., w rzeczywistości kreda występuje na wysokości ponad +80 m n.p.m. Także na N od rowu Adamowa mezozoiczne podłoże wznosi się do rzędnych około +80 m n.p.m. Można zatem stwierdzić, iż przypisywanie erozji rzecznej głównej roli w genezie paleoobniżeń, w mezozoicznym podłożu okolic Władysławowa i Turku, było niewłaściwe. Ponadto nie istnieje połączenie między rowem Władysławowa i Adamowa. Są to więc dwa odrębne elementy paleomorfologii mezozoicznego podłoża, o tektonicznej genezie, wypełnione podobnymi osadami tego samego wieku.

Rów Adamowa otoczony jest obszarem ramowym, na którym strop mezozoiku leży na wysokości około +80 m n.p.m., a w pobliżu Turku nawet ponad +100 m n.p.m. Wyrównana morfologia podłoża wokół rowu wyraźnie kontrastuje z ukształtowaniem dna rowu. Deniwelacje między obszarem ramowym a osiowymi partiami rowu wynoszą 40–55 m. Najgłębiej strop kredy został nawiercony w N części rowu Adamowa na obszarze złoża Koźmin w otworach 71.25/12.75 (+24,1 m n.p.m.) i 71.50/12.75 (+24,1 m n.p.m.). Ponadto istnieje szereg przegłębień powierzchni mezozoiku m.in. w okolicach Krwon (+39,9 m n.p.m.) i w okolicach Józefiny (+36,7 m n.p.m.). Między obniżeniami występują progi strukturalne o deniwelacjach rzędu 10–20 m (por. fig. 2).

Na szczególną uwagę zasługuje odnotowanie dwóch zrębów podłoża na terenie złoża Adamów, nad którymi brak węgla (fig. 2 & 9). Widoczne w odkrywcę wyniesienia stropu kredy o charakterze zrębów tektonicznych znajdują się w osi głównej struktury rowu (por. fig. 3). W otoczeniu elewowanych bloków skały mezozoiczne znajdują się około 20–30 m niżej. Wymiary liniowe tych struktur wynoszą szacunkowo nie więcej niż 150/250 m, co sprawia, iż nie mieszczą się w skali mapy (por. fig. 2). Dobrze odsłonięcie jednej ze struktur zrębowych, w czasie eksploatacji węgla (stan z czerwca 1997 r.), pozwoliło określić aktywność tektoniczną mezozoicznego podłoża podczas sedymentacji węgla.

Rów odwodnieniowy przecinający na głębokość kilku metrów wysoko wyniesione skały mezozoiczne umożliwił bezpośrednie prześledzenie struktury osadów mezozoicznych, podwęglowych i węgla w strefie dyslokacyjnej. Margle budujące strukturę zrębową są silnie potrzaskane tektonicznie. Piaski podwęglowe wyraźnie zwiększają kąt upadu w pobliżu wyniesienia skał mezozoicznych. Podobnie spąg węgla brunatnych, nad strefami dyslokacyjnymi

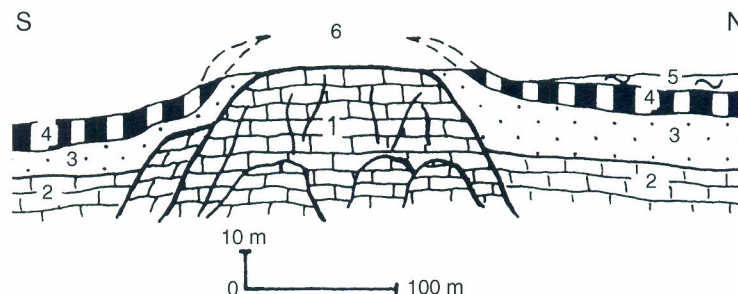


Fig. 9. Szkic struktury zrębowej w strefie osiowej rowu Adamowa (czerwiec 1997)

1 & 2 – margle, 3 – piaski, 4 – węgle brunatne, 5 – ility, 6 – gliny i piaski czwartorzędowe

Sketch of the horst structure in the axial zone of the Adamów graben (June 1997)

1 & 2 – marls, 3 – sands, 4 – lignites, 5 – clays, 6 – Quaternary tills and sands

w mezozoicznym podłożu, wykazuje znaczne poddarcie w stosunku do prawie płasko zalegającego węgla brunatnego w dalszej odległości od struktury zrębowej (fig. 9). Niemniej jednak deformacje podłoża były stosunkowo małe i nie została przerwana ciągłość spągu węgla wyrażona w postaci uskoków. Nie udało się prześledzić wykształcenia strukturalnego osadów trzeciorzędowych powyżej omawianego zrębu tektonicznego ze względu na stan prac górniczych. Nie ulega wszakże wątpliwości, iż ukształtowanie spągu węgla brunatnego nawiązywało do morfologii mezozoicznego podłoża (fig. 9).

Obserwacje terenowe poczynione na obszarze na E od Turku wskazały na podobieństwo stylu budowy tektonicznej rowu Adamowa i rowu Lubstowa. W obu przypadkach stwierdzono obecność struktur zrębowych wewnątrz rowów tektonicznych.

Rów Adamowa podobnie jak rowy Lubstowa i Władysławowa jest także strukturą tektoniczną, potrzaskaną na liczne bloki. Generalna orientacja rowu jest NE–SW z podrzędnymi dyslokacjami o orientacji NW–SE.

Rowy Niesłusza–Gosławic i Morzysławia

Obszar złoża węgla brunatnego Niesłusz–Gosławice znajduje się obecnie w granicach administracyjnych Konina, w jego N części (fig. 2 & 3). Podłożo mezozoiczne zostało względnie dobrze rozpoznane już w czasie drugiej wojny światowej, kiedy to Niemcy dokumentowali bogate złoża węgla brunatnego, a na jego podstawie planowali powstanie wielkiego ośrodka paliwowo-energetycznego. Jest to fragment elewacji konińskiej, gdzie już wówczas zwrócono uwagę na związek powstania węgla brunatnego z tektoniką podłoża. Istnienie nieciągłości tektonicznych w mezozoicznym podłożu o zrzutach dochodzących do 20 m wskazywał J. Hesemann (1944). Na obszarze rowu Niesłusz–Gosławice została podjęta, jedyna jak dotychczas, próba po-

wiązania sedymentacji osadów trzeciorzędowych z tektoniką mezozoicznego podłoża (Bieniewski 1958). Wykreślone przez niego uskoki na przekrojach i w planie obejmują niewielką część złoża, ale jednoznacznie wskazują na tektoniczną genezę omawianego paleoobniżenia w stropie kredy. Na wzmoczoną aktywność tektoniczną obszaru na N od Konina wskazywał także E. Rutkowski (1967). Główną rolę rzeźbotwórczą w modelowaniu mezozoicznego podłoża przypisywał on jednak erozji rzecznej. Z takim poglądem nie można się zgodzić z kilku względów m.in.:

- brak osadów bruku korytowego w dnie rowu,
- występowanie przegłębień i wyniesień dna rowu o deniwelacjach ponad 10 m,
- brak połączenia między rowem Niesłusza–Gosławic a rowem Morzysławia na SE i rowem Kleczewa na N,
- brak łączności między złożami węgla brunatnego Niesłusz–Gosławice, Morzysław i Pątnów (rów Kleczewa).

Strop mezozoiku na obszarze otaczającym rów Niesłusza–Gosławic zalega na rzędnych +70–80 m n.p.m. Dno rowu natomiast występuje średnio w przedziale wysokości +55–60 m n.p.m. W części S złoża znajduje się przegłębienie, w którym skały kredowe nawiercono na rzędnej +49,36 m n.p.m. Ponadto w dnie rowu zarysowują się wyraźnie 3 wyniesienia dna podłoża: dwa między Wolą Łaszczową i Malińcem (+68,81 m n.p.m., +72,31 m n.p.m.) oraz jedno na S od Gosławic (+56,62 m n.p.m.), które wznoszą się powyżej skał otoczenia (fig. 2). Wymienione fakty dowodzą, że morfologia mezozoicznego podłoża jest dość urozmaicona, a jej deniwelacje są większe niż na obszarze ramowym.

Jeden z modeli rozwoju rowu tektonicznego Niesłusza–Gosławic przedstawił E. Rutkowski (1967). Powstanie asymetrycznej formy paleoobniżenia, o E zboczu stromym i W łagodnym, łączył on z aktywnością uskoku „nożycowego”. Należy w tym miejscu stwierdzić, iż przedstawiony przez E. Rutkowskiego (1967, s. 50) przekrój ukazuje półrów, a nie rów tektoniczny. Poza tym nazwanie uskoku „nożycowym” nie wydaje się uzasadnione. Z powyższych względów terminy „rów” (tektoniczny) i „nożycowy” (uskok) ujęto w cudzośćłów. Ten sam efekt paleomorfologiczny, poprzez odniesienie do obszaru rowów Lubstowa, Władysławowa i Adamowa, można osiągnąć stosując model tektoniki blokowej (fig. 10). Za taką genezą przemawia chociażby relief dna rowu Niesłusza–Gosławic z progami i obniżeniami strukturalnymi. Oprócz tego skokowe zmiany spadku spągu węgla wskazują na występowanie dyslokacji nieciągłych w mezozoicznym podłożu, aktywnych także w czasie sedymentacji fitogenicznej.

Rów Morzysławia położony jest ok. 500 m na SE od rowu Niesłusza–Gosławic (fig. 2 & 3). W odniesieniu do rowu Niesłusza–Gosławic o długości około 4,5 km, szerokości około 1 km i orientacji N–S, rów Morzysławia jest strukturą niewielką. Jego długość wynosi około 1 km, szerokość około 200–300 m, a orientacja NW–SE.

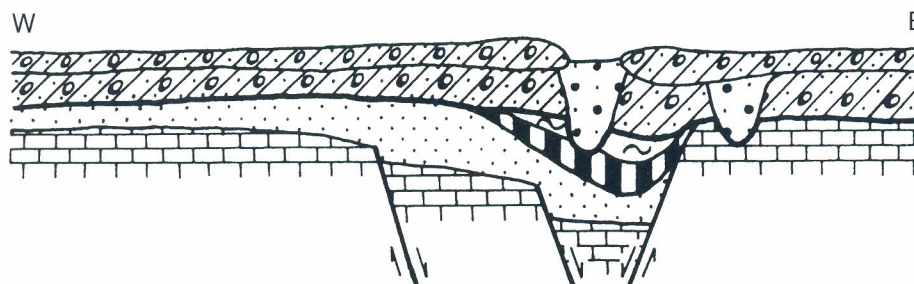


Fig. 10. Rozwój rowu Niesłusza–Gosławic według modelu tektoniki blokowej (objaśnienia jak na fig. 4)

Development of the Niesłusz–Gosławice graben according to the block-fault tectonic model (explanations as in fig. 4)

Ze względu na fakt, że materiały z prac wiertniczych są w znacznym stopniu zdekompletowane, dyslokacje ramowe obu złóż wykreślono głównie na podstawie prac J. Bieniewskiego (1958) i E. Rutkowskiego (1967). Ponadto wykorzystano zachowane mapy złożowe i hydrogeologiczne, które zawierają informacje o głębokości zalegania spągu węgla i stropu kredy na obszarze złóż Niesłusz–Gosławice i Morzysław oraz w ich najbliższym otoczeniu.

Podsumowując można wyrazić pogląd, że są to dwie struktury tektoniczne, które rozwijały się niezależnie od siebie. Między rowem Niesłusza–Gosławic i rowem Morzysławia brak jest połączenia. Strop mezozoicznego podłoża, stanowiący próg strukturalny między oboma złożami o szerokości około 500 m, wyniesiony jest na wysokość +75–80 m n.p.m. (por. fig. 2). Podobieństwo litologiczne i stratygraficzne osadów trzeciorzędowych wypełniających wymienione rowy tektoniczne skłania do stwierdzenia, że rozwijały się one w podobnych warunkach i zbliżonym czasie.

Rów Kleczewa

Na N od Konina w trójkącie miejscowości Kazimierz Biskupi, Kleczew, Mikorzyn występują największe złoża węgla brunatnego na obszarze całej elewacji konińskiej (fig. 2 & 3). Złoża ułożone są w dwóch głównych kierunkach N–S i NW–SE. Złoże Pątnów I o orientacji N–S występuje w przedłużeniu złoża Niesłusz–Gosławice, łącząc się ze złożem Pątnów II o orientacji NW–SE, które rozciąga się między Mikorzynem, Józwinem i Kleczewem. Łącznie oba złoża stanowią E odnogę większej struktury geologicznej, którą nazywano rowem Kleczewa. Odnogę W tego rowu obejmują złoża Pątnów III i Pątnów IV zorientowane południkowo. Połączenie między obiema odnogami omawianego rowu znajduje się w podłożu Kleczewa (por. fig. 3).

Z obszaru złóż Pątnów I–IV weryfikacji poddano 2320 otworów złożowych i kilkadziesiąt otworów hydrogeologicznych. Niemniej jednak tylko nieliczne

otwory osiągają skały mezozoicznego podłoża. Dlatego też nie jest możliwe wyznaczenie nieciągłości tektonicznych wyłącznie na podstawie rzędnych stropu kredy. Dla osiągnięcia jednak podstawowego celu niniejszej pracy, tj. ukazania morfologii stropu mezozoiku z zaznaczonymi głównymi liniami dyslokacyjnymi, posłużono się metodą kartograficzno-sedymentologiczną. Wykazano wcześniej, zarówno przy rozważaniach teoretycznych, jak i potwierdzono na przykładzie innych złóż, szczególnie Lubstowa i Władysławowa, że morfologia spągu węgla odzwierciedla aktywność tektoniczną mezozoicznego podłoża w czasie sedymentacji burowęglowej. Ze względu na fakt, że spąg węgla został dobrze rozpoznany gęstą siatką otworów, to właśnie jego morfologia została poddana szczegółowej analizie. Wykonano liczne przekroje przez złoża węgla brunatnego wypełniające rów Kleczewa oraz mapy strukturalne spągu węgla. Wybrano jeden przekrój przez omawiane złoża spośród kilkudziesięciu podobnych. Przekrój ten przedstawia wpływ mobilności mezozoicznego podłoża na ukształtowanie spągu węgla i jest reprezentatywny dla całej struktury (fig. 11). Podobnie jak w przypadku innych złóż, łatwo zauważalne jest poddarcie spągu węgla ku brzeżnym partiom rowu, przekraczające nawet 30 m. Tak samo morfologia spągu węgla, w osiowych częściach rowu, jest bardzo urozmaicona z występującymi przegłębieniami i wyniesieniami o deniwelacjach od kilku do kilkunastu metrów. Można stwierdzić, iż obszar rowu Kleczewa, w czasie narastania masy torfowej, stanowił jeden, wspólny basen sedymentacyjny, w którym tempo subsydencji w różnych jego częściach było zmienne w kolejnych okresach rozwoju torfowiska.

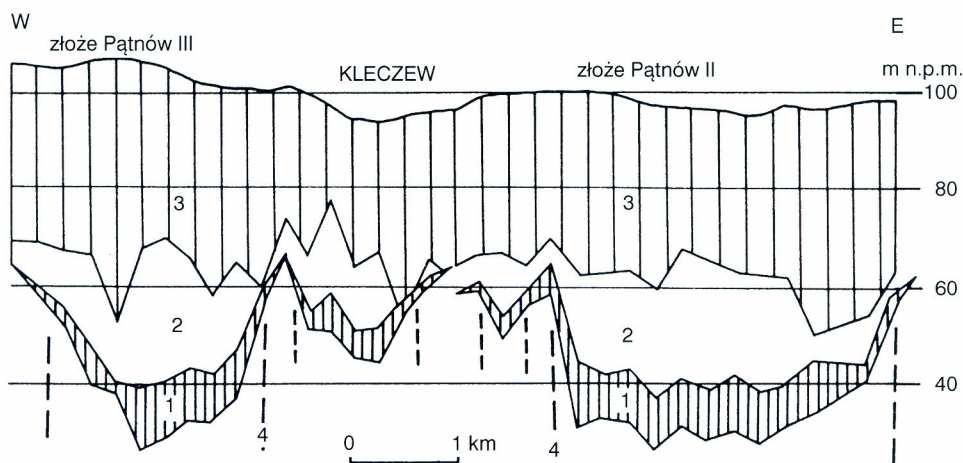


Fig. 11. Przekrój geologiczny przez rów Kleczewa (według Stankowskiego 1995, zmodyfikowany)

trzeciorzęd: 1 – węgle brunatne, 2 – ły; czwartorzęd: 3 – gliny i piaski; 4 – uskoki

Geological cross-section through the Kleczew graben (after Stankowski 1995, modified)

Tertiary: 1 – lignites, 2 – clays; Quaternary: 3 – tills and sands; 4 – faults

Strop mezozoiku na obszarze otaczającym rów Kleczewa wykazuje generalny spadek w kierunku N od rzędnych około +60 m n.p.m. na linii Kazimierz Biskupi–Pątnów do rzędnych około 0 m n.p.m. na N od Kleczewa (por. fig. 2). Nachylenie powierzchni mezozoicznej należy łączyć z faktem, że jest to NW skłon elewacji konińskiej. Jest to dowód na nakładanie się tektoniki regionalnej, związanej z wypiętrzaniem elewacji oraz tektoniki lokalnej, związanej z powstawaniem rowu. Ponadto dno rowu, pomijając podrzędne deniwelacje, obniżało się równomiernie w czasie sedymentacji fitogenicznej. Świadczą o tym rzędne spągu węgla, które zarówno w S, jak i w N częściach rowu Kleczewa oscylują wokół wartości +30–40 m n.p.m.

Na podstawie nielicznych otworów osiagających mezozoiczne podłoże wiadomo, że rów Kleczewa podlegał znacznej subsydencji, w stosunku do obszarów ramowych, już przed sedymentacją burowęglową. Świadczą o tym kilkudziesięciometrowej miąższości trzeciorzędowe osady podwęglowe zarejestrowane w osiowych partiach rowu. Największa depresja stropu mezozoiku znajduje się na obszarze złoża Pątnów II, gdzie skały kredowe nawiercono na rzędnych około –30 m p.p.m., a najgłębiej –39,05 m p.p.m. w otworze K-21 (na E od Kleczewa). Na obszarze złoża Pątnów III, w jego W części skały mezozoiku zalegają na wysokości +1,0 m n.p.m. w otworze SUK-293. W kierunku N powierzchnia mezozoiczna wznosi się do wysokości +10–20 m n.p.m., by znów obniżyć się w kierunku złoża Pątnów IV. W środkowo-zachodniej części złoża Pątnów IV mezozoik zalega poniżej rzędnej –27,4 m p.p.m. w otworze 84/88 (na NW od Kleczewa). Największym depresjom stropu mezozoiku odpowiadają też największe przegłębienia spągu węgla, co raz jeszcze dowodzi, że geneza miąższych pokładów węgla brunatnego na obszarze konińsko-turkowskim jest związana z tektoniką synsedymenacyjną.

Do rozstrzygnięcia pozostaje wyrażany w licznych opracowaniach geologicznych, zwłaszcza w dokumentacjach złożowych, pogląd o połączeniu zarówno przed, jak i w czasie sedymentacji fitogenicznej, między złożami rowu Niesłusza–Gosławic i złożami rowu Kleczewa. Z przeprowadzonych badań kartograficzno-sedymentologicznych wynika, że nie ma połączenia między oboma rowami. W złożowych opracowaniach geologicznych zwracano uwagę na brak występowania węgla brunatnego pod Jeziorem Gosławickim, co łączono z erozją subglacialną (por. fig. 2). Nie zwracano wszakże uwagi na ukształtowanie spągu węgla i stropu kredy w otoczeniu i pod Jeziorem Gosławickim. Dlatego też upowszechnił się pogląd, jakoby część pokładu węgla, o konsekwentnym nachyleniu w kierunku N, ciągnącego się od Konina po Kleczew, została erozyjnie usunięta. Analiza spągu węgla wykazała jednak, że na złożu Pątnów I, po N stronie Jez. Gosławickiego, węgiel wyklinowuje się w kierunku S nie poprzez obniżanie się stropu, ale poprzez podnoszenie się spągu o około 20 m wyżej niż w centralnej części złoża. Jeszcze większe deniwelacje wykazuje strop mezozoiku, który na N brzegu Jez. Gosławickiego przekracza rzędne +60 m n.p.m. Również rzędne kredy nawiercone pod dnem Jez. Gosławickiego oscylują wokół rzędnych +60 m n.p.m., by obniżyć

się do rzędnych około +50 m n.p.m. w środkowej części złoża Niesłusz–Gosławice. Ponadto otwory wykonane w dnie Jez. Gosławickiego nawierciły w S części jeziora wyklinowujące się w kierunku N węgle brunatne.

Poddarcie spągu węgla brunatnego i wysoka pozycja mezozoiku pod Jez. Gosławickim dowodzą istnienia progu strukturalnego oddzielającego rów Niesłusza–Gosławic od rowu Kleczewa. Jest to doskonały przykład superpozycji pozytywnej, kopalnej formy – progu strukturalnego i negatywnej, współczesnej formy – rynnny glacialnej. Można zatem wyrazić pogląd, iż rowy Niesłusza–Gosławic i Kleczewa rozwijały się w tym samym czasie, lecz niezależnie od siebie, gdyż oddzielone były aktywnym tektonicznie progim strukturalnym mezozoicznego podłoża.

Rów Piaski

Złoże węgla brunatnego Piaski znajduje się w SW części elewacji konińskiej między miejscowościami: Jaroszewice Rychwalskie, Kuchary Kościelne, Rzgów (fig. 2 & 3). W czasie opracowywania niniejszej pracy złoże Piaski było rozwiercane dla potrzeb dokumentacji geologicznej w kategorii B+C₂. Brak możliwości obserwacji wykształcenia osadów kenozoicznych w odkrywce zrekompensowany został dostępem do świeżych rdzeni w czasie prowadzonych prac wiertniczych w 1995 roku.

Orientacja linii dyslokacyjnych, występujących w mezozoicznym podłożu rowu Piaski, nawiązuje do głównych kierunków tektonicznych rejestrowanych na obszarze elewacji konińskiej. Rów Piaski jest zorientowany w dwóch wzajemnie prostopadłych kierunkach NW–SE i NE–SW (fig. 2 & 3). Długość rowu w kierunku NW–SE wynosi około 12 km i około 9 km w kierunku NE–SW. Szerokość rowu przeciętnie wynosi 0,5–1 km, a w centralnej części przekracza nawet 2 km.

Na podstawie wykonanych wcześniej ponad 600 otworów wiertniczych i bezpośrednich obserwacji podczas wierceń podjęto próbę wyznaczenia głównych dyslokacji w mezozoicznym podłożu poprzez porównanie z obszarami o lepiej poznanej budowie geologicznej. Po wstępnym prześledzeniu morfologii spągu węgla i stropu mezozoiku można było dostrzec następujące cechy obu paleopowierzchni, tak charakterystyczne dla innych złóż obszaru badań:

- strop mezozoiku na obszarze ramowym znajduje się wyżej niż w podłożu złoża,
- pokład węgla wyklinowuje się ku brzeżnym partiom złoża, poprzez wyraźne poddarcie spągu węgla,
- spąg węgla i strop mezozoiku wykazują duże deniwelacje w postaci przegłębień i wyniesień,
- istnieje duża współkształtność między stropem mezozoiku i spągiem węgla.

Strop mezozoiku na obszarze ramowym złoża Piaski zalega na wysokości +40–50 m n.p.m. Najwyżej nawiercone skały kredowe osiągają rzędną +77,0 m n.p.m., natomiast najniżej na rzędnej –2,6 m p.p.m. (por. fig. 2). Również deniwelacje spągu węgla przekraczają 60 m. W części S i środkowej złoża spąg

węgla zalega na wysokości około +20 m n.p.m., by w części N złoża wzniesie się na wysokość około +80 m n.p.m.

Charakterystyczne są, omawiane wcześniej, duże deniwelacje stropu mezozoiku i spągu węgla (fig. 12). Wyraźna jest także współzależność w ukształtowaniu obu paleopowierzchni. Podobnie jak w przypadku innych złóż węgla brunatnego na obszarze konińsko-turkowskim, również genezę omawianej paleoformy należy wiązać z tektoniką. Można więc mówić o rowie Piaski, który wypełnia m.in. miąższy pokład węgla brunatnego. Także wykształcenie litofacjalne osadów trzeciorzędowych, wypełniających tę strukturę tektoniczną, wskazuje na podobieństwo do innych rowów tektonicznych elewacji konińskiej (Widera 1997b). Dno rowu Piaski wyścielają dolnomioceniczne piaski i mułki wykształcone w facji rzeczno-jeziornej. Wyżej zalega ciągły pokład środkowomiocenicznych węgli brunatnych, w który od obszaru ramowego, podobnie jak choćby w Lubstowie, wcinają się piaszczyste jężory. Profil osadów trzeciorzędowych kończą górnomioceniczne iły serii poznańskiej.

Podsumowując należy stwierdzić, iż obszar złoża węgla brunatnego Piaski podlegał tektonicznym deformacjom w trzeciorzędzie. Przemawia za tym podobieństwo paleomorfologiczne do innych struktur tektonicznych na obszarze elewacji konińskiej.

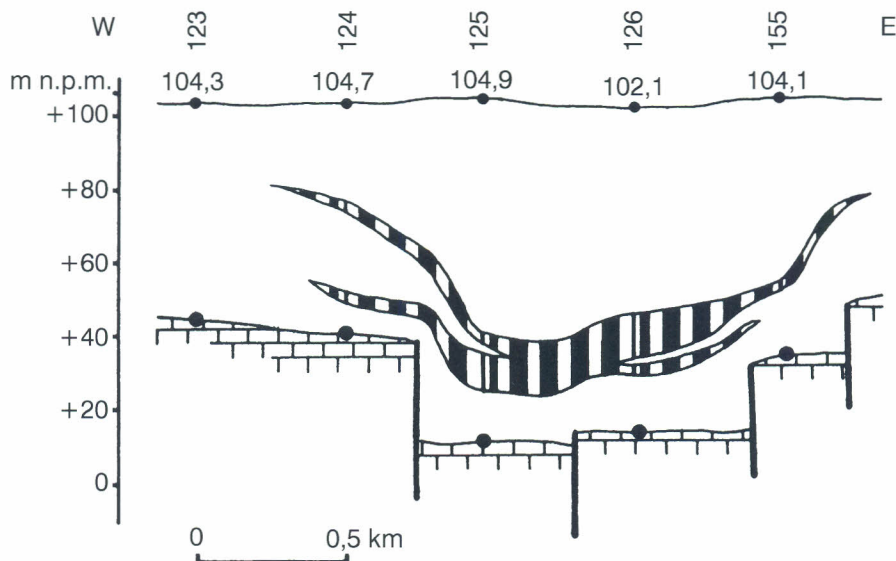


Fig. 12. Przekrój geologiczny przez południową część rowu Piasków (objaśnienia jak na fig. 4)

Geological cross-section through the southern part of the Piaski graben (explanations as in fig. 4)

Struktury Bilczewa, Drzewce, Konina–Przydziałek i Koła

Na obszarze elewacji konińskiej stwierdzono kilka obszarów interesujących pod względem rozpatrywanych w niniejszym opracowaniu zagadnień dotyczących morfologii stropu mezozoiku i jej związków z tektoniką. Krótkiemu omówieniu, w formie zasygnalizowania problemu, poddano okolice: Bilczewa, Drzewce, Konina–Przydziałek i Koła (fig. 13).

Złoże Drzewce zostało już w latach 60. udokumentowane geologicznie, jednak otwory wiertnicze rzadko wykraczały poza złoże na obszar ramowy, co uniemożliwiło zastosowanie kartograficzno-sedymentologicznej metody wyznaczania uskoków. Natomiast złoże Bilczew było w latach 1995–1996 dopiero na etapie dokumentowania w kategorii B+C₂. Niemniej jednak przekrój, wykonany na podstawie znacznie rozrzuconych otworów wiertniczych, skłania do łączenia genezy obniżień w stropie mezozoiku z tektoniką (fig. 14). Wyraźnie zaznacza się wzajemna zależność morfologii stropu kredy i spągu węgla, co sugeruje aktywność uskoków także w czasie sedymentacji burowęglowej. Poddarcie spągu węgla, w brzeżnej części złoża Drzewce w kierunku złoża Bilczew, związane jest z istnieniem schodowo ułożonego progu strukturalne-

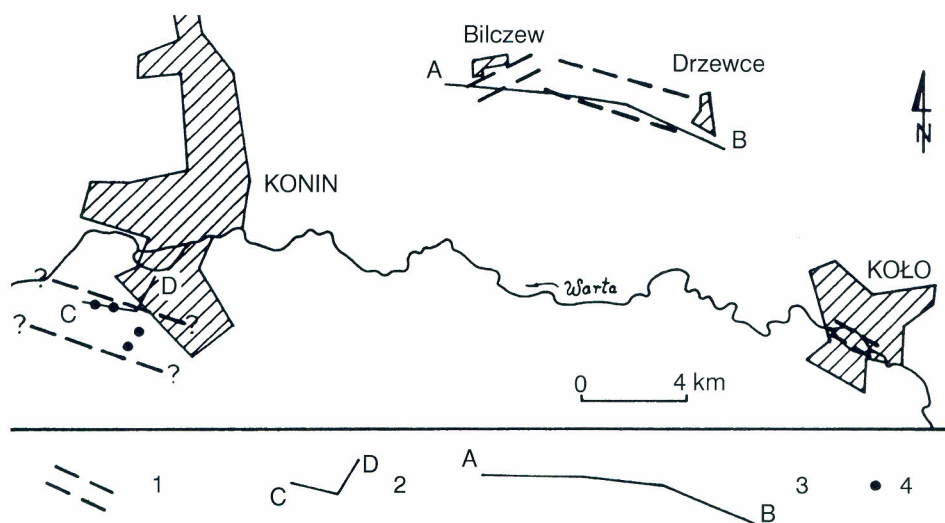


Fig. 13. Lokalizacja struktur tektonicznych Bilczewa, Drzewce, Konina–Przydziałek i Koła

1 – struktury tektoniczne, 2 – linia przekroju przez obszar Konin–Przydziałek (fig. 15), 3 – linia przekroju przez obszar Bilczewa i Drzewce (fig. 14), 4 – wychodne paleogenu w Koninie–Przydziałkach

Location of the Bilczew, Drzewce, Konin–Przydziałki and Koło tectonic structures

1 – tectonic structures, 2 – Konin–Przydziałki cross-section line (fig. 15), 3 – Bilczew & Drzewce cross-section line (fig. 14), 4 – outcrops of the Palaeogene sediments in the Konin–Przydziałki area

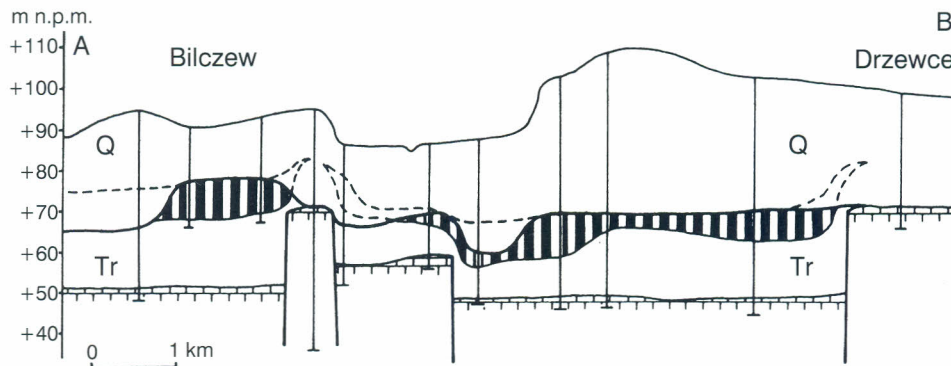


Fig. 14. Przekrój przez złoża węgla brunatnego Bilczew i Drzewce (objaśnienia jak na fig. 4)

Cross-section through the Bilczew and Drzewce lignite deposits (explanations as in fig. 4)

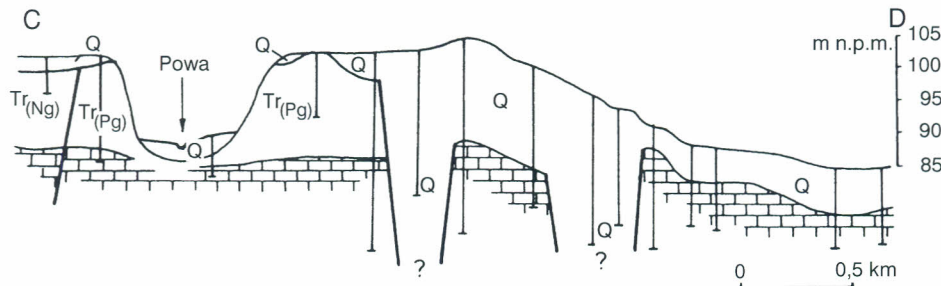


Fig. 15. Przekrój przez obszar Konina-Przydziałek z wysoką pozycją osadów paleogenu (według Stankowskiego *et al.* 1995, nieco zmieniony)
Q – czwartorzęd, Tr_(Ng) – trzeciorzęd (neogen), Tr_(Pg) – trzeciorzęd (paleogen)

Cross-section through the Konin-Przydziałki area with a high position of the Palaeogene sediments (after Stankowski *et al.* 1995, slightly modified)
Q – Quaternary, Tr_(Ng) – Tertiary (Neogene), Tr_(Pg) – Tertiary (Palaeogene)

go między obydwoma złożami. Nie można wykluczyć, że złoża Bilczew i Drzewce w czasie sedymentacji fitogenicznej tworzyły jeden, wspólny zbiornik, wypływający się na aktywnym tektonicznie wyniesieniu mezozoicznego podłoża. Natomiast nie ma wątpliwości, że egzaracja lądolodu i erozja wód subglacjalnych zniszczyły dużą część obu złóż. Świadczy o tym chociażby brak najmłodszych osadów neogenu oraz brak węgla w W i E części złoża Bilczew, a także rozmycie pokładu węgla w W części złoża Drzewce (fig. 14).

Unikatową sytuację na obszarze elewacji konińskiej stanowią okolice Konina-Przydziałek (fig. 13 & 15). Szczególnie interesująco przedstawia się wysoka pozycja paleogenu, który obocznie sąsiaduje z osadami neogenu

i plejstocenu (fig. 15). Wiek osadów paleogeńskich, prawdopodobnie górno-eoceńskich, został udokumentowany stosunkowo niedawno (Ciszewska 1992; Wojewoda 1992; Stankowski *et al.* 1992; Stankowski *et al.* 1995). Wcześniej na mapach geologicznych były one błędnie znaczone jako osady eemskie (Mańkowska 1980; Ciuk & Mańkowska 1981). Wysoka pozycja, jak również brak zaburzeń glacitektonicznych pierwotnej struktury osadów eoceńskich, dają podstawy do uwzględnienia na tym obszarze tektonicznej mobilności podłoża mezozoicznego, od paleogenu po czwartorzęd włącznie. Jest to przykład obszaru, który podlegał prawdopodobnie pionowym przemieszczeniom, o zmiennym zwrocie. W czasie sedymentacji piasków eoceńskich subsydencja podłoża spowodowała nagromadzenie kilkunastometrowego litosomu piaszczystego, a następnie jego konserwację w obniżeniu terenu, co częściowo chroniło osady paleogeńskie przed neogeńską i plejstoceniową erozją. Odwrócenie względnego ruchu z obniżającego na wznoszący miało miejsce podczas trudnej do określenia fazy plejstocenu, co w efekcie doprowadziło do wysokiego wyniesienia osadów paleogeńskich.

Zasięg występowania piasków paleogeńskich nie jest dokładnie znany. Prowadzone są jednak prace, zmierzające do wyznaczenia rozprzestrzenienia wzmiankowanych osadów.

Obniżenie powierzchni mezozoiku w okolicach Koła jest ostatnią formą paleorzeźby wymagającą krótkiego omówienia (por. fig. 2, 3 & 12). Na podstawie materiałów archiwalnych, z czasów drugiej wojny światowej, profil litologiczny opisał T. Bartkowski (1955). W omawianym obniżeniu skały podłoża kredowego występują na rzędnej $-7,0$ m p.p.m., gdy w otoczeniu strop mezozoiku zalega na wysokości $+70-80$ m n.p.m. Zalegającym na skałach kredowych iłom barwy białej i czarnej autor ten przypisał wiek plejstoceniowy, co pośrednio wskazuje na erozyjną genezę omawianego obniżenia. Natomiast J. Czarnik (1972) poddał weryfikacji materiały archiwalne i określił wiek wspomnianych iłów na trzeciorzęd, a paleoobniżeniu przypisał genezę tektoniczną. Trudno jest jednak, bez dodatkowych wierceń, poddać weryfikacji obie hipotezy.

Ogólne prawidłowości powstania depresji

W trzeciorzędzie główną rolę w tektonicznej aktywności obszaru badań odgrywała halotektonika. Wektor największego naprężenia miał kierunek pionowy i zwrot ku górze, czyli zgodny z parciem mas solnych. Naprężenia poziome, tj. pośrednie i najmniejsze, były prostopadłe względem siebie, jak i względem naprężenia największego. Analogiczny układ naprężeń przedstawił M. W. Gzowski (1964), obrazujący powstawanie antykliny przez pionowe wypiętrzanie podłoża (fig. 16). Wyniki jego matematycznych analiz wydają się znajdować także zastosowanie dla wyjaśnienia mechanizmów tworzenia się rowów tektonicznych na obszarze badań.

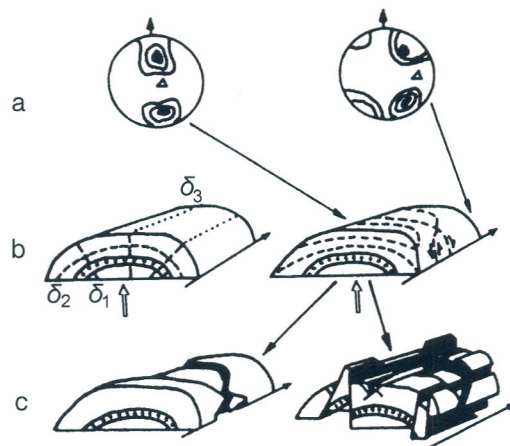


Fig. 16. Ogólny stan naprężeń w antyklinie z pionowego wypiętrzania (według Gzowskiego 1964)

a – diagramy konturowe (górną półkula) obrazujące orientację ścień i uławicenia (trójkąt), **b** – przebieg trajektorii naprężeń i powierzchni ścień, **c** – wygląd antykliny po zuskokowaniu; naprężenia: δ_1 – największe, δ_2 – pośrednie, δ_3 – najmniejsze

General stress state within an anticline formed by vertical uplift (after Gzowski 1964)

a – contour diagrams (upper hemisphere) showing the orientation of shear fractures and beds (triangle), **b** – patterns of stress trajectories and shear surfaces, **c** – anticline appearance after faulting; stresses: δ_1 – greatest, δ_2 – intermediate, δ_3 – least

Należy podkreślić fakt, że struktury halotektoniczne występujące w podłożu elewacji konińskiej mają rozciągłość NW–SE lub NNW–SSE. Część rowów tektonicznych posiada rozciągłość zgodną z przebiegiem struktur solnych, a także rozciągłość prostopadłą, czyli NE–SW oraz ENE–WSW. Wspomnianą kierunkowością cechują się rowy tektoniczne szczególnie we wschodniej części obszaru badań (por. fig. 2 & 3). Dlatego ich powstanie należy łączyć przede wszystkim z istnieniem w podłożu silnie wyrażonych struktur solnych (Dadlez & Marek 1974). Na pozostałym obszarze elewacji konińskiej przeważają pozytywne i negatywne formy paleorzeźby także o innych kierunkach niż wymienione wcześniej, np.: NNE–SSW, WNW–ESE i N–S (por. fig. 2 & 3). W tym przypadku należy mówić o innym układzie naprężeń niż nad silniej wyrażonymi strukturami solnymi. Przyczyn zmiany układu naprężeń można dopatrywać się w istnieniu poziomych naprężeń ścinających. Skutkiem takiego układu naprężeń mogą być według R. Dadleza (1997) uskoki przesuwcze.

Można twierdzić, że w nadkładzie bardziej aktywnych struktur solnych orientacja rowów tektonicznych jest wymuszona przez główne kierunki halotektoniczne w środkowej Polsce. Natomiast w części zachodniej elewacji konińskiej, gdzie aktywność solna jest słabiej wyrażona, rowy tektoniczne i pozytywne paleoformy rzeźby stropu mezozoiku wykazują bardziej zróżnico-

waną kierunkowość. Wolno postawić hipotezę, że w tym przypadku poziome naprężenia ścięciowe mają większy wpływ na obraz strukturalny, niż pionowe parcie soli. Weryfikacja powyższej hipotezy wymaga jednak szczegółowych, odrębnych badań opartych na znacznie poszerzonym materiale faktograficznym.

Według W. Pożaryskiego (1970) sieć uskoków monokliny przedsudeckiej, kimeryjsko–laramijska strefa dyslokacyjna Poznań–Oleśnica i Poznań–Kalisz, włącznie z rowem Szczercowa i Kleszczowa, oraz układające się promieniście ich odgałęzienia, nawiązują do wielokierunkowo potrząskanego podłoża warscyjskiego. Natomiast strefy uskokowe na obszarze bruzdy środkowopolskiej są przede wszystkim zorientowane równolegle i prostopadle do granic głównych jednostek strukturalno-tektonicznych w środkowej Polsce. Wspomniana dwukierunkowość tektoniczna staje się coraz mniej czytelna w miarę oddalania się od osi bruzdy środkowopolskiej. Z powyższego ogólnego spostrzeżenia wypływa wniosek, że istnieją różnice w rozwoju struktur tektonicznych na obszarze badań i na monoklinie przedsudeckiej.

Charakterystyczne dla obszaru monokliny przedsudeckiej są tzw. „struktury wachlarzowe”, powstałe w wyniku uaktywnienia starych, kimeryjskich dyslokacji w warunkach laramijskiej kompresji (Deczkowski & Gajewska 1980). Wypiętrzane bloki podłoża ulegały denudacji, która spowodowała odsłonięcie starszych oddziałów, występujących w podkenozoicznym podłożu w otoczeniu młodszych oddziałów mezozoiku, np. retyk w otoczeniu liasu, co przekonująco dowodziłoby istnienia „struktur wachlarzowych”. Po okresie kompresji dochodziło zwykle do odprężenia tektonicznego. Wypiętrzone wcześniej bloki ulegały pograżaniu, często rozpadając się na mniejsze jednostki. Powstały w ten sposób rowy tektoniczne, których subsydencja znalazła swój zapis we wzroście miąższości wyżejległych osadów kenozoicznych w stosunku do obszarów otaczających (Deczkowski & Gajewska 1980; Karnkowski 1980; Kasiński 1983, 1984; Piwocki 1975).

Na obszarze monokliny przedsudeckiej kompresja laramijska bezpośrednio oddziaływała na tworzenie się rowów tektonicznych w stropie mezozoiku. Natomiast na obszarze elewacji konińskiej kompresji laramijskiej, według prezentowanego toku myślowego, należałoby przypisać przede wszystkim rolę inicjującą uruchomienie mas solnych. Powstałe w trzeciorzędzie na terenach objętych badaniami rowy tektoniczne są więc w głównej mierze efektem halotektoniki.

Elewacja konińska i rowy tektoniczne na jej powierzchni rozwijały się równocześnie. Jest to bardzo dobry przykład nakładania się tektoniki regionalnej i lokalnej. Wypiętrzaniu regionalnej struktury, jaką jest elewacja konińska, towarzyszyło powstawanie struktur o charakterze lokalnym, czyli rowów tektonicznych.

Wyróżniono pięć głównych „etapów” rozwoju elewacji konińskiej i rowów tektonicznych na jej powierzchni w trzeciorzędzie (fig. 17). Pierwszy „etap” rozpoczęty na przełomie wczesnego i późnego mastrychtu trwał przez cały

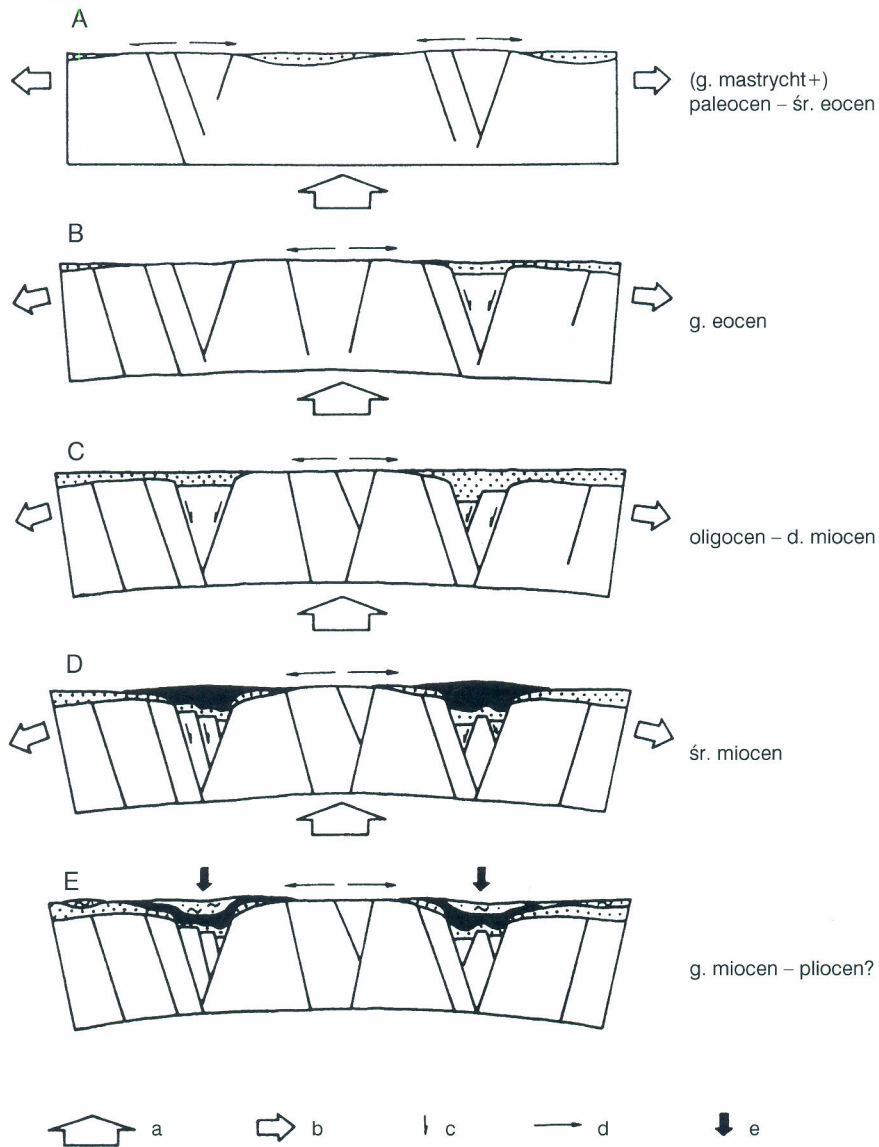


Fig. 17. Schemat rozwoju rowów tektonicznych elewacji konińskiej w trzeciorzędzie

a – parcie soli, **b** – tensja, **c** – kierunki ruchów bloków, **d** – kierunki transportu erodowanego materiału, **e** – kierunki kompaktacji: piasków (kropki), węgla (czarny szraf), ilów (kropki i linie)

Scheme of the development of the tectonic grabens of the Konin Elevation in the Tertiary

a – salt force, **b** – tension, **c** – directions of the block movement, **d** – transport directions of eroded material, **e** – compaction direction of: sands (stops), lignites (black pattern), clays (stops and lines)

paleocen do środkowego eocenu włącznie (na podstawie obowiązującej stratygrafii trzeciorzędu wg E. Ciuka (1970a, 1970b, 1974, 1991 i in.) oraz nowego schematu litostratygraficznego M. Piwockiego i M. Tworzydło-Ziemińskiej (1995). Parcie cechsztyńskich soli powodowało powstanie tensji z poprzecznego zginania w skałach mezozoicznych. Największe naprężenia rozciągające panowały w warstwach przypowierzchniowych, co prowadziło początkowo do powstania pęknięć i szczelin, a następnie ich rozwierania (fig. 17A). Pewną rolę w uaktywnieniu osiadania bloków skał mezozoicznych mogła odegrać subrozja, co jednak nie zostało potwierdzone żadnymi badaniami. W drugim „etapie”, w późnym eocenie, ekspandujące w głąb mezozoicznego kompleksu skalnego szczeliny krzyżowały się, a powstałe bloki w kształcie klinów zaczęły się grawitacyjnie zapadać (fig. 17B). W oligocenie i wczesnym miocenie, czyli w trzecim „etapie”, uaktywniły się strefy uskokowe w obrębie wszystkich głównych rowów tektonicznych elewacji konińskiej. Ponadto zapoczątkowany został proces rozpadu głównych bloków podłoża rowów na liczne, mniejsze bloki, które zaczęły przemieszczać się względem siebie (fig. 17C). W kolejnym, czwartym „etapie”, obejmującym środkowy miocen, aktywność tektoniczna w strefach rowów osiągnęła swoje maksimum. Przejawem wzmożonej subsydencji są miększe pokłady węgla brunatnych, które wypełniają wzmiankowane rowy tektoniczne (fig. 17D). W piątym, ostatnim „etapie” obejmującym późny miocen i pliocen, ruchy tektoniczne na obszarze elewacji konińskiej zaczęły wygasać, choć niewątpliwie trwały jeszcze w czwartorzędzie (fig. 17E).

Ewolucja paleotektoniczna elewacji konińskiej

Rozmiary, tempo i czas aktywności procesów endogenicznych trzeba uznać za podstawowe w kształtowaniu elewacji konińskiej. Drugorzędną, aczkolwiek istotną rolę, odegrały procesy egzogeniczne.

Proces tektonicznego podnoszenia elewacji konińskiej zapoczątkowany w późnym mastrychcie trwa do dziś. Zmienne było tempo wznoszenia się elewacji, która okresowo podlegała nawet ruchom obniżającym. O oscylacyjnym ruchu wznoszącym świadczą transgresje i regresje morskie wieku eocenińskiego i oligocenińskiego. Pośród osadów wykształconych w facji morskiej występują przewarstwienia osadów wykształconych w facji lądowej. Ponadto wśród osadów neogenu wykształconych w facji rzeczno-jeziornej wieku wczesnomiocenińskiego i pliocenińskiego występują osady środkowomiocenińskie wykształcone w facji bagienny-jeziornej.

W najwyższym mastrychcie, paleocenie, po środkowy eocen obszar elewacji konińskiej był tylko nieznacznie wyniesiony. Późnoeocenińska transgresja morska, której osady zachowały się w rowie Lubstowa i w Koninie-Przydziałkach, świadczy z jednej strony o obniżeniu elewacji, z drugiej natomiast o zapoczątkowaniu tworzenia się rowów tektonicznych na jej powierzchni.

W oligocenie nakładały się na siebie ruchy wznoszące, z osadami lądowymi-

mi, i obniżające, z osadami morskimi. Już w oligocenie zapoczątkowany został proces kształtowania elewacji konińskiej. Osiowe obszary znalazły się wyżej niż skrzydła W i E, a obszary S wyżej niż N. Dowodzi tego występowanie oligoceńskich osadów morskich tylko na NE skrawkach obszaru badań, w rowie Lubstowa. Elewacja konińska i część wału pomorsko-kujawskiego stanowiły wtedy prawdopodobnie „półwysep”, który od W, N i E oblewały wody morza borealnego. Nie można wykluczyć jednak sytuacji, w której morze borealne sięgało dalej na S, a jego osady zostały usunięte w późniejszym okresie (Vinken 1988).

Generalne rysy morfologii stropu mezozoiku elewacji konińskiej zostały ukształtowane we wczesnym miocenie. Znacznemu wyniesieniu uległy środkowe i południowe części obszaru badań. Dowodzą tego dwa bardzo ważne fakty: nagromadzenie na skrzydłach elewacji osadów dolnomiocenkich o miąższości do kilkudziesięciu metrów oraz to, że wyżejjęte środkowioceńskie węgle brunatne nie zostały w znaczący sposób zdeformowane przez późniejsze procesy tektoniczne. Okazuje się, że prawdopodobny poziom wód gruntowych, w dzisiejszej pozycji hipsometrycznej, stymulujący rozwój torfowisk, w S części obszaru konińsko-turkowskiego oscylował wokół rzędnych +80–90 m n.p.m., a w części N wokół rzędnych +60–65 m n.p.m. Zatem obniżenie bazy erozyjnej o około 20–30 m, na przestrzeni 40–60 km, jest wartością realną, oddającą odziedziczone jeszcze po wczesnomiocenkiej tektonice (w mniejszym stopniu także oligoceńskiej) nachylenie elewacji konińskiej w kierunku N. We wczesnym miocenie funkcjonowały już wszystkie rowy tektoniczne na obszarze elewacji konińskiej, co znajduje swój zapis w postaci osadów tego wieku o miąższości większej w osiowych częściach rowów niż na obszarach ramowych.

W środkowym miocenie rozwój rowów tektonicznych na obszarze elewacji konińskiej osiągnął swe maksimum. Osiowe strefy rowów obniżyły się od kilkudziesięciu do kilkudziesięciu, a nawet ponad 100 m (rów Lubstowa), względem obszarów otaczających. Subsydencja podłoża była jednak równoważona przyrostem masy torfowej, co w efekcie doprowadziło do powstania miąższych złóż węgla brunatnego. Podkreślić raz jeszcze trzeba fakt, że styl budowy tektonicznej rowów jest bardzo skomplikowany. Rowy pocięte są siecią uskóków, które dzielą mezozoiczne podłoża na liczne bloki, przemieszczające się zarówno względem siebie, jak i względem obszarów ramowych, w różnym czasie i z różną intensywnością.

Aktywność rowów tektonicznych najprawdopodobniej zaczęła zamierać w późnym miocenie, zwłaszcza na obszarach złóż węgla brunatnego. W zmienionych warunkach klimatycznych, morfologicznych i tektonicznych sedymentacja organiczna ustąpiła miejsca sedymentacji mineralnej. Duże miąższości osadów górnomicenkich – serii poznańskiej, szczególnie w osiowych partiach rowów, należy łączyć raczej z kompaktą niżejjętych węgli, aniżeli z tektoniką. Odnotowano jednak sytuacje, gdzie znacznej miąższości ility serii poznańskiej nie są podścielone węglami, co dowodzi aktywności tektonicznej

pewnych fragmentów elewacji konińskiej, także po środkowym miocenie. Z tektoniką czwartorzędową należy łączyć aktywny prawdopodobnie jeszcze współcześnie obszar Konina–Przydziałek.

Rola procesów egzogenicznych w rozwoju paleorzeźby elewacji konińskiej

Wśród procesów egzogenicznych, które modelowały powierzchnię mezozoiczną elewacji konińskiej, należy przede wszystkim wymienić: penepłenicację, erozję rzeczną i erozję glacialną, w tym głównie erozję wód subglacialnych. Ponadto znikomy, choć niewątpliwie stwierdzony, wyraz morfologiczny na obszarze badań mają erozja wód fluwioglacjalnych i kras powierzchniowy. Wspomnieć też trzeba o antropogenicznym czynnikiem zmieniającym ukształtowanie paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej.

W najwyższym mastrychie, a głównie w paleocenie i okresowo w eocenie oraz oligocenie dominowała penepłenicacja. Płaska powierzchnia elewacji konińskiej, z odsłoniętymi skałami marglistymi górnej kredy, podlegała procesom wietrzenia. Siła erozyjna rzek o bardzo niewielkim spadku była na tyle mała, że nie powstały głęboko wcięte w podłoże doliny rzeczne. W takich warunkach orograficznych zwietrzelina skał mezozoicznych była transportowana na krótkie odległości, a następnie redeponowana w obniżeniach terenu w postaci piasków zailonych z okruciami skał wapiennych, bądź też podlegała transportowi i była akumulowana w postaci małej miąższości ilów wapiennych. Paleogeńska penepłenicacja na obszarze badań była przerywana transgresjami morskimi eocenu i oligocenu. Większość osadów paleogeńskich została usunięta poprzez włączenie ich w cykl erozyjno-akumulacyjny w późniejszych okresach kenozoicznych. Dlatego właśnie osady paleogeńskie zachowały się tylko szczątkowo w niektórych, funkcjonujących już w paleogenie, rowach tektonicznych (Lubstów, Konin–Przydziałki) i obniżeniach paleopowierzchni mezozoicznej.

We wczesnym miocenie, kiedy doszło do znacznej przebudowy architektury elewacji konińskiej przez wyniesienie środkowych i południowych części obszaru badań, dominować zaczęła erozja rzeczna. Szczególnie wysoko wyniesione skały mezozoiczne były erodowane. Transportowany przez rzeki spoza obszaru badań materiał skalny wraz ze zwietrzelinami skał lokalnych był deponowany na skrzydłach elewacji i w rozwijających się na jej powierzchni rowach tektonicznych.

W środkowym miocenie obszar konińsko-turkowski obejmowały tereny podmokłe z licznymi torfowiskami, rozlewiskami i jeziorami, z których wody były odprowadzane przez leniwie płynące rzeki. Rozmiary erozji skał kredowych, poza wychodniami skał mezozoicznego podłoża, były niewielkie, aczkolwiek zmienne w czasie. Do pewnego przyspieszenia procesu erozji, choć tylko w skali lokalnej, dochodziło wtedy, gdy strefy rowów tektonicznych podlegały

gwałtownej subsydencji. Obniżona lokalna baza erozyjna pociągała za sobą wcinanie się w podłoże rzek i potoków spływających do torfowisk. Czasami rozcinane były starsze osady trzeciorzędowe, a erozja rzeczna niszczyła skały mezozoiczne. Dowodów potwierdzających erozyjne rozcinanie skał mezozoicznego podłoża na obszarach ramowych rowów tektonicznych dostarczyły mapy stropu mezozoiku (Widera 1997b). Zaznaczyły się wyraźnie doliny boczne, niekiedy „zawieszane”, które radialnie dochodzą do złóż węgla brunatnego. Geneza rozmyć erozyjnych w sąsiedztwie rowów tektonicznych wyjaśnia m.in. zarówno „palczasty”, wykraczający poza strefy uskoków ramowych, kształt złóż węgla brunatnego, jak też nieregularne zarysy deniwelacji w stropie mezozoiku elewacji konińskiej.

Wygasający w późnym miocenie i pliocenie rozwój elewacji konińskiej i rowów tektonicznych nie sprzyjał głębokiej erozji rzecznej. W warunkach względnego obniżania się obszaru centralnej Polski, w stosunku do podlegających ruchom wznoszącym obszarów otaczających, dominować zaczęła akumulacja nad erozją. Najpierw osadziła się znacznej miąższości formacja poznańska, a następnie szczątkowo zachowany „preglacjał”. Oprócz tego, poza prawdopodobnymi wychodniami w S części obszaru badań, mezozoiczne podłoże przykrywały miąższe, starsze osady trzeciorzędowe. Dlatego też wpływ czynników egzogenicznych na zmianę morfologii stropu mezozoiku był bardzo ograniczony.

Wpływ czwartorzędowych procesów egzogenicznych, poza erozją subglacialną, na zmianę morfologii stropu mezozoiku elewacji konińskiej był niewielki. Największą rolę rzeźbotwórczą odegrała erozja wód subglacialnych. Rynny subglacialne występujące w podkenozoicznym podłożu zostały wyróżnione na mapie hipsometrycznej stropu mezozoiku (fig. 2 & 3). Egzaracja lodowcowa mogła w pewnym stopniu niwelować nierówności stropu mezozoiku, ale odnosi się to szczególnie do najstarszych lądolodów. Procesy egzogeniczne, które w czwartorzędzie modelowały w bardzo ograniczonym zakresie omawianą paleopowierzchnię, to: erozja wód fluwioglacjalnych, kras powierzchniowy i działalność człowieka. Rozstrzygnięcie rozmiarów i określenie dokładnego wieku wymienionych procesów, przekształcających strop mezozoiku elewacji konińskiej w czwartorzędzie, wykracza poza zakres prezentowanej pracy.

Podsumowanie

Elewacja konińska jest rozległą, pozytywną paleoformą o genezie tektonicznej, położoną w środkowej części niecki mogileńsko-łódzkiej. Różnice wysokości między centralnymi obszarami elewacji a jej otoczeniem sięgają od kilkudziesięciu do ponad 100 m. Analizowany obszar w okresie od permu po kredę znajdował się w obrębie tzw. bruzdy środkowopolskiej. Doprowadzi-

ło to do nagromadzenia mięjszych pokładów cechsztyńskich soli oraz ponad 5000 m osadów mezozoicznych. Obecność soli w głębszym podłożu wywarła ogromny wpływ na wykształcenie osadów mezo- i kenozoicznych, a także na zmiany ukształtowania paleopowierzchni mezozoicznej w kenozoiku.

Genezę dzisiejszej elewacji konińskiej należy łączyć z halotektoniką, wyrażoną występowaniem kilku poduszek i diapirów solnych w głębokim podłożu. Już w kajprze zaznaczyły się w podłożu obszaru badań pierwsze ruchy soli cechsztyńskich, związanych ze starokimeryjską fazą orogeniczną. W kolejnych okresach mezozoiku obszar badań podlegał zmiennym ruchom wznosząco-obniżającym. Dopiero w fazie laramijskiej, u schyłku późnej kredy, zaczęła się formować elewacja konińska w swym aktualnym kształcie. Proces wynoszenia osiowych terenów obszaru badań względem otoczenia zachodził z różną intensywnością przez cały kenozoik i trwa do dziś.

Parcie mas solnych ku górze generowało powstanie naprężeń tensyjnych w stropowych warstwach skał mezozoicznych. Następstwem ruchu wznoszącego struktur solnych było powstanie w ich nadkładzie spękań. Nad bardziej aktywnymi tektonicznie strukturami orientacja nieciągłości była zbliżona do kierunków: NW–SE i SW–NE. Nad strukturami solnymi o słabiej wyrażonej aktywności tektonicznej orientacja spękań była mniej regularna. Wzdłuż spękań rozwinęły się powierzchnie uskokowe, po których bloki mezozoicznego podłoża zaczęły przemieszczać się względem siebie oraz względem obszarów otaczających. W ten sposób został zapoczątkowany proces tworzenia się rowów tektonicznych, których morfologiczny wyraz mógł być potęgowany przez subrozję *sensu lato*. Współcześnie rejestrowane deniwelacje paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej, w stosunku do obszarów ramowych, sięgają od kilkudziesięciu do ponad 220 m.

Stratygraficznie skały stropu paleopowierzchni mezozoiku należą głównie do dolnego mastrychtu. Skały starszych pięter kredy górnej występują w kilku miejscach, gdzie trzeciorzędowa denudacja (głównie paleogeńska) i strefowo erozja wód subglacjalnych usunęły małej miąższości warstwę osadów dolnomastyrchckich. Stwierdzono także dwa wystąpienia skał należących do górnego mastrychtu.

Wczesnomastyrchckie skały budujące strop mezozoiku elewacji konińskiej są osadami morskimi, wykształconymi w facji węglanowej. Wśród nich wyróżniono: margle, „opoki”, wapienie, gezy i piaskowce wapniste. Największe powierzchnie obejmują margle, natomiast pozostałe typy skał występują sporadycznie, stanowiąc małych rozmiarów powierzchnie pośród margli. Margle występują zarówno na wyniesieniach podłoża, jak i w dnach największych obniżzeń powierzchni mezozoicznej, co dowodzi, że litologia skał budujących strop mezozoiku elewacji konińskiej nie była decydującym czynnikiem rzeźbotwórczym.

Szczegółowymi badaniami objęto dwa obszary – okolice Lubstowa i Władysławowa. Obserwacje terenowe oraz analizy wierceń archiwalnych dostarczyły dowodów potwierdzających bardzo skomplikowaną budowę tektoniczną

rowu Lubstowa. Również złożoną budową tektoniczną, choć w mniejszej skali, cechuje się rów Władysławowa. Badania kartograficzno-sedymentologiczne innych fragmentów elewacji konińskiej: Niesłusza–Gośławic, Kleczewa, Bilczewa–Drzewc, Piasków, Adamowa, Konina–Przydziałek i Koła, wykazały podobieństwa do rowów Lubstowa i Władysławowa. Dotyczy to zwłaszcza zmian ukształtowania stropu mezozoiku w czasie sedymentacji osadów kenozoicznych. W trzeciorzędzie morfologia stropu mezozoiku elewacji podlegała ciągłym zmianom, chociaż zachodzącym z różną intensywnością. Trzeba zauważyć, że mobilność mezozoicznego podłoża, w skali całego obszaru konińsko-turkowskiego, oddaje dobrze morfologia spągu środkowomiocenijskiego pokładu węgla brunatnego. Sedymentacja węgla zachodziła w środowisku bagienno-jeziornym. Przyrost masy torfowej był stymulowany poziomem wód gruntowych, którego zmiany wywołane zostały głównie przez subsydencję mezozoicznego podłoża. Znalazło to swój zapis w osadzie, w postaci różnych litotypów węgla oraz piasków deltowych rzek i potoków, spływających do torfowiska z obszarów ramowych. Złoża węgla brunatnego na obszarze badań generalnie są jednopokładowe (pokład koniński), z wyjątkiem złoża Lubstów, gdzie występuje niższy pokład węgla (pokład lubstowski). W brzeżnych częściach złóż ciągłość pokładu/pokładów węgla w pionie jest poprzerywana, często bardzo licznymi warstwami piaszczystymi, które wyklinowują się ku osiowym partiom złóż. Duża współkształtność między morfologią spągu węgla i stropu mezozoiku została wykorzystana przy wyznaczaniu dyslokacji nieciągłych w mezozoicznym podłożu.

Paleopowierzchnię mezozoiku elewacji konińskiej kształtowały zarówno procesy wewnętrzne, jak i zewnętrzne. Procesy wewnętrzne spowodowały powstanie regionalnej struktury tektonicznej oraz jej struktur lokalnych, czyli rowów tektonicznych. Wolno twierdzić, że rola tych procesów była największa w trzech fazach orogenicznych: w fazie laramijskiej (wczesny/późny mastrycht), kiedy elewacja została wyniesiona ponad obszary otaczające, w fazie sawskiej (oligocen/miocen), kiedy ukształtowane zostały główne rysy morfologiczne elewacji oraz funkcjonowały już wszystkie najważniejsze rowy tektoniczne, w fazie styryjskiej (środkowy miocen), kiedy subsydencja rowów tektonicznych była największa. Procesy wewnętrzne, choć w mniejszym stopniu, miały miejsce także w późnym miocenie, pliocenie, plejstocenie oraz zachodzą również współcześnie.

Nasilenie procesów wewnętrznych, szczególnie wznoszących ruchów tektonicznych, pociągało za sobą wzrost intensywności niszczenia paleopowierzchni mezozoiku przez procesy zewnętrzne, a przede wszystkim przez wczesnomiocenijską erozję rzeczną. W środkowym miocenie działalność erozyjna rzek nie była już tak intensywna. Miększe osady dolno- i środkowomiocenijskie, a na niektórych obszarach także górnomiocenijskie, chroniły strop mezozoiku przed niszczącym wpływem procesów zewnętrznych młodszych okresów trzeciorzędu i eoplejstocenu. Plejstocenijska egzaracja lądolodu w minimalnym stopniu przekształciła morfologię stropu kredy. Wyraźnie zaznaczyła się natomiast

erozyjna działalność wód subglacialnych, w postaci rynien podlodowcowych, rozcinających skały mezozoiczne do głębokości kilkudziesięciu metrów. Erozyja wód proglacialno-ekstraglacjalnych tylko w kilku strefach, głównie na konińskim odcinku pradoliny warszawsko-berlińskiej, osiągnęła skały mezozoicznego podłoża. Holocenińska erozyja rzeczna nie ma wpływu na morfologię stropu mezozoiku, który maskują osady kenozoiczne. Współcześnie rzeźbę mezozoicznego podłoża, w znikomym stopniu, przekształca kras powierzchniowy i działalność gospodarcza człowieka.

Literatura – References

- BARTKOWSKI T., 1955: O budowie głębszego podłoża Koła nad Wartą (About structure of deep substratum of Koło on the Warta river). *Prz. Geol.*, 6: 296–299.
- BIENIEWSKI J., 1958: Uwagi o tektonice elewacji konińskiej (Remarks on the tectonics of the Konin area). *Ibid.*, 7: 304–308.
- BIERNAT S., 1962: Wpływ urzeźbienia i tektoniki podłoża na wykształcenie się złóż węgla brunatnych na Kujawach oraz skutki ich częściowego zniszczenia w czasie zlodowaceń (Influence of substratum relief and tectonics upon development of brown coal deposits in Kujawy area as well as results of their partial destruction during glaciations). *Ibid.*, 7: 329–332.
- CIEŚLIŃSKI S. & JASKOWIAK M., 1973: Stratygrafia, Mezozoik. [w:] Sokołowski S. (red.): Budowa geologiczna Polski, T. 1, cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa: 580–586 i 709–717.
- CIUK E., 1970a: Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14, 4: 754–771.
- 1970b: Występowanie utworów kenozoicznych – obszar pozakarpcki, paleogeografia i tektonika – profil litologiczno-stratygraficzny. *Biul. Inst. Geol.*, 251: 636–688.
- 1974: Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpckim. *Ibid.*, 281: 7–45.
- CIUK E. & GRABOWSKA I., 1991: Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 365: 47–72.
- CIUK E. & MAŃKOWSKA A., 1981: Objasnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, Ark. Konin, pod red. J. E. Mojskiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- CISZEWSKA M., 1992: Wycieczka B, Sem. Sed., Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym. Inst. Geol. UAM, Poznań: 16–36.
- CZARNIK J., 1967a: Trzeciorzędowa dolina kopalna z okolic Władysławowa koło Turka. *Acta Geol. Pol.*, XVII, 2: 341–354.
- 1967b: Wiadomość wstępna o trzeciorzędowej dolinie kopalnej z okolic Turka. *Ibid.*, XVII, 2: 326–337.
- 1972: Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. *Studia Geol. Pol.*, X: 7–156.
- DADLEZ R., 1997: Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. [w:] Marek S., Pajchłowa M. (red.): *Prace PIG.*, 1.2: 410–414.
- DADLEZ R. & MAREK S., 1974: Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Polska północno-zachodnia i środkowa. [w:] Pożaryski W. (red.): Budowa geologiczna Polski, T. 4, cz. 1. Inst. Geol.: 239–279.
- DECZKOWSKI Z., 1997: Noryk i retyk. Litostratygrafia. Litologia, sedymentacja i paleotektonika. [w:] Marek S., Pajchłowa M. (red.): *Prace PIG.*, 1.2: 236–244.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I., 1980: Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, 3: 151–156.

- DOKTOROWICZ-HREBNICKA J., 1960: Paralelizacja pokładów węgla brunatnego województwa bydgoskiego i poznańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 157: 69–188.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKA J. & MAMCZAR J., 1960: Stratygrafia środkowego miocenu Polski środkowej na podstawie analizy sporowo-pyłkowej węgla brunatnego z województwa bydgoskiego i poznańskiego. *Ibid.*, 157: 189–192.
- DOMAGAŁA M., 1982: Wstępna ocena palinologiczna złoża węgla brunatnego Lubstów koło Konina. *Spraw. z Pos. Komis. PAN*, T. 34, nr 1. Kraków.
- GLĄZEK J. & KUTEK J., 1970: The Holy Cross Mts area in the Alpine Diastrophic Cycle. *Biul. Ac. Pol. Sc., Ser. Terre*, 18, 4: 127–235.
- 1971: Obszar Gór Świętokrzyskich w alpejskim cyklu diastroficznym. *Prz. Geol.*, 10: 443–448.
- GRABOWSKA I., 1985: Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z profilu Lubstów 28/42, Ark. Sompolno Kujawskie. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GZOWSKI M. W., 1964: Perspektywy tekttonofizyki, Dieformacja porod i tekttonika. *Izd. Nauka*: 128–146.
- KARNKOWSKI P. H., 1980: Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, 3: 151–156.
- KASIŃSKI J. R., 1983: Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach przedpola Sudetów. *Ibid.*, 4: 237–243.
- 1984: Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burówkowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Ibid.*, 32: 260–268.
- KLIMASZEWSKI M., 1958: Rozwój paleogeograficzny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Prz. Geogr.*, XXX, 1: 3–33.
- KOZYDRA Z. & SKOMPSKI S., 1995: Unikalne stanowisko interglacjału eemskiego w Ruskówku na Pojezierzu Kujawskim. *Prz. Geol.*, 43, 7: 572–575.
- KREMP G., 1949: Pollenanalytische Untersuchungen des miozänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. *Palaentographica*, 90, 1–3, Stuttgart.
- KRYGOWSKI B., 1952: Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej (Quaternary and the substratum of the Central Part of the Wielkopolska Lowland). *Biul. Inst. Geol.*, 66: 189–217.
- 1961: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I – Geomorfologia, PWN, Poznań: 1–203.
- KUTEK J. & GLĄZEK J., 1972: The Holy Cross area, Central Poland in the Alpine Cycle. *Acta Geol. Pol.*, 22, 4: 603–653.
- MAMCZAR J., 1960: Wzorcowy profil środkowego miocenu Polski środkowej. *Biul. Inst. Geol.*, 157: 13–68.
- MAŃKOWSKA A., 1980: Mapa geologiczna Polski 1:200 000, Mapa podstawowa 1:50 000, Ark. Golina (512). Wyd. Geol., Warszawa.
- MAREK S., 1977: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, LXXX: 5–165.
- MATL K., DOMAGAŁA M., ŚMIGIELSKA T. & WAGNER M., 1979: Stratygrafia utworów trzeciorzędu i bezpośredniego podłoża w złożu węgla brunatnego Lubstów na podstawie wybranych próbek. [w:] Chlebowski Z. i in.: Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Lubstów w kategorii B+C₁. Wrocław.
- MIDURA A. & STASZAK B., 1989: Dokumentacja badań sejsmicznych metodą refleksyjną – odkrywka Lubstów. MOŚIZN, Warszawa.
- MJASNIKOW W. P., NOWIKOW W. Ł. & SAZONOW J. W., 1980: Prjamaja zadacza modielirowanija soljanych kupołow. Dokł. AN SSSR, 254: 1105–1107. [w:] Dadlez R., Jaroszewski W. (red.): Tektonika, 1994. PWN Warszawa: 372.
- OLEŃSKI W., 1962: O związku powstania złóż węgla brunatnego z tektoniką podłoża (On connection between the formation of brown coal deposits and the tectonics of substratum). *Prz. Geol.*, 11: 576–579.
- PARKER T. J. & McDOWELL A. N., 1955: Model studies of salt-dome tectonics., *AAPG Bull.*, 39: 2384–2470. [w:] Dadlez R., Jaroszewski W. (red.): Tektonika, 1994. PWN, Warszawa: 372.

- PIWOCKI M., 1975: Trzeciorzęd okolic Rawicza i jego węglonośność. Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce. *Inst. Geol., Biul.*, V, 284: 73–125.
- PIWOCKI M. & TWORZYDŁO-ZIEMBIŃSKA M., 1995: Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, nr 11: 916–927.
- POŻARYSKI W., 1952: Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Biul. PIG*, 55: 26–31.
- 1970: Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 2: 270–282.
- POŻARYSKI W. & BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1979: O aulakogenie środkowopolskim. *Ibid.*, 2: 271–289.
- RUTKOWSKI E., 1967: Czwartorzęd wysoczyzny północnokonińskiej a jego podłoże. *Prace Inst. Geol.*, 48: 5–20.
- STANKOWSKI W., 1992: Wycieczka B, Sem. Sed., Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym. Inst. Geol. UAM, Poznań: 16–36.
- 1995: Paleomorfologia serii burowęglowej i serii poznańskiej okolic Konina jako wyznacznik dyslokacji nieciągłych w mezozoicznym podłożu., Stresz. referat. PTG, Oddział Poznań: 31–33.
- 1996: Wstęp do geologii kenozoiku. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 7–185.
- STANKOWSKI W., BIEDROWSKI Z., STANKOWSKA A., KOŁODZIEJ G., WIDERA M. & WILKOSZ P., 1995: Litologia i stratygrafia kenozoiku okolic Konina. *Prz. Geol.*, 7: 559–564.
- STANKOWSKI W. & KRZYSZKOWSKI D., 1991: Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. [w:] Stankowski W. (red.): Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 11–31.
- VINKEN R. (ed.), 1988: The Northwest European Tertiary Basin, Results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124. *Geologisches Jahrbuch Reike, A 100*. Hannover: 1–512.
- WALKIEWICZ Z., 1984: Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. Seria Geologia, Wyd. Nauk. UAM, nr 10: 1–103.
- WIDERA M., 1996: [w:] Stankowski W.: Wstęp do geologii kenozoiku. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 49.
- 1997a: Wpływ struktur solnych na rozwój elewacji konińskiej. [w:] Burliga S. (red): Tektonika solna regionu kujawskiego. Wrocław: 51–60.
- 1997b: Geneza paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej, Manuskrypt rozprawy doktorskiej. Arch. Inst. Geologii UAM, Poznań: 1–115.
- WOJEWODA J., 1992: Wycieczka B, Sem. Sed., Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym. Inst. Geol. UAM, Poznań: 16–36.
- WYRZYKOWSKI T., 1990: Opracowanie map gradientów prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Prace Inst. Geod. Kart.*, 37: 221–248.

Palaeomorphological and palaeotectonical evolution of the Konin Elevation

Summary

The Konin Elevation is located in the centre part of greater geological structure called the Mogilno–Łódź Depression. The investigated area is characterized by a high position and shallow occurrence of the Mesozoic palaeosurface. The top of the Mesozoic is built of Late Cretaceous rocks. They consist of Early Maastrichtian: marls, opokas, gaizes as well as occasionally limestones and sandstones.

The Mesozoic palaeorelief is much more varied than the contemporary morphology. Generally speaking, the sub-Cainozoic relief of the described elevation is developed between 116 m asl. in the Turek area and 180 m bsl. in the Lubstów area.

The high position of the Konin Elevation is linked with salt structures, such as pillows and diapirs, which occur at a depth of 5000–7000 m. As well as the genesis of the greatest depressions is mainly connected with salt activity (halotectonics) and perhaps even subsrosion. Halotectonic processes took place in studied area in Tertiary and during Quaternary.

The Mesozoic surface was deformed also by processes of denudation and erosion in the Palaeocene, occasionally during the period between the Eocene and the Pliocene. In the Pleistocene the sub-Cainozoic substratum was damaged by the Scandinavian icecaps and their waters. Nowadays, the palaeorelief under study is changed by krast and human activity in the lignite and opoka outcrops.

There is the deepest depression where the Mesozoic rocks have not been reached up to 180 m bsl. in the Lubstów graben. A lot of faults, dislocations and other tectonic structures have been documented in the lignite mines. The sub-Cainozoic relief is marked by tectonic grabens and horsts. There are the most important grabens with thick lignite deposits in the areas of: Lubstów, Nieszusze-Gosławice, Kleczew, Piaski, Władysławów, Adamów.

The thickest lignite deposits up to 90 m have been noticed in the mentioned grabens. These areas have been investigated much more better than other regions of the Konin Elevation. The relief of the bottom surface of the lignite has been known very well and compared with the morphology of the Mesozoic substratum. Both palaeosurfaces have been deformed by the tectonic processes. The subsidence of the Mesozoic top in the grabens has been compensated by the accumulation of organic matter. That is why the tectonic deformations have been noticed in the bottom layers of the lignite.

The main tectonic events that have happened in study area are comparable to the major diastrophic phases in Carpathians and Sudetes. In the Laramie phase (Mesozoic/Cainozoic) the whole Konin region was elevated. A general inclination of the Konin Elevation towards N and W is connected with the Savian phase (Oligocene/Miocene), when a great number of tectonic grabens became existed. In the Styrian phase (Middle Miocene) the development of block-faulting grabens was the most intensive. At that time the greatest lignite deposits were formed in particular conditions similar to the mediterranean and even subtropical climate.