

**MAREK
WIDERA**

**Litostratygrafia
i paleotektonika
kenozoiku
podplejstocześniejszego
Wielkopolski**

WYDAWNICTWO NAUKOWE UAM

UNIwersytet IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

SERIA GEOLOGIA NR 18

MAREK WIDERA

**Litostratygrafia i paleotektonika
kenozoiku podplejstocénskiego
Wielkopolski**



POZNAŃ 2007

ABSTRACT: Widera Marek, *Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstocenijskiego Wielkopolski* [Lithostratigraphy and palaeotectonics of the sub-Pleistocene Cenozoic of Wielkopolska]. Poznań 2007. Adam Mickiewicz University Press. Seria Geologia nr 18. Pp. 206 + 1 inset of 8 plates. Figs. 71. Tables 19. ISBN 978-83-232179-1-6. ISSN 0239-7560. Text in Polish with a summary in English.

The Wielkopolska territory is very important for the Paleogene and sub-Pleistocene Neogene lithostratigraphy and palaeotectonics of the Polish Lowlands. Firstly, some changes in the lithostratigraphic schemes are proposed in this work. It is suggested to give up the "Adamów" Formation and establish three new informal units: the Kaolinite Sand Unit, and the Koźmin and Naramowice Formations. Secondly, tectonic activity of grabens located in Wielkopolska is analyzed in detail using additionally the author's research methods. Thus, five tectonic stages are recognized in the study area: the Pyrenean, Savian, Styrian, Moldavian and post-Moldavian phases.

Marek Widera, Zakład Geologii Środowiskowej, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań, Poland; e-mail: widera@amu.edu.pl

Recenzent: prof. dr hab. inż. Marian Wagner

© Copyright by Marek Widera 2007

Na okładce przedstawiono strefę uskokową z anastomozującymi powierzchniami uskokowymi – odkrywka Lubstów (fot. M. Widera)

Redaktor: Katarzyna Muzia
Redaktor techniczny: Elżbieta Rygielska

ISBN 978-83-232179-1-6
ISSN 0239-7560

WYDAWNICTWO NAUKOWE UNIwersytetu im. Adama Mickiewicza
W POZNANIU, UL. F. NOWOWIEJSKIEGO 55, 61-734 POZNAŃ
Dział sprzedaży: tel. 061 829 39 79, fax 061 829 39 80
www.press.amu.edu.pl e-mail: press@amu.edu.pl

Wydanie I. Nakład 300 egz. Ark. wyd. 16,00. Ark. druk. 14,00.

ESUS DRUK CYFROWY
POZNAŃ, UL. WIERZBIĘCICE 35

SPIS TREŚCI

I. WSTĘP	7
1. Cel i przedmiot badań	10
2. Obszar badań i materiały źródłowe	10
II. METODY BADAWCZE	13
1. Metody archiwalne	13
1.1. Metody: chronostratygraficzne, paleontologiczne, paleobotaniczne i geofizyczne	13
1.2. Metody: litologiczno-mineralogiczne, sedimentologiczne i mezostrukturalno-paleotektoniczne	17
2. Metody autorskie	19
2.1. Metoda wyznaczania dyslokacji w mezozoicznym podłożu	19
2.2. Metoda wyznaczania współczynnika konsolidacji torfów dla pokładów węgla brunatnego	22
III. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ PODŁOŻA KENOZOIKU	26
1. Paleorzeźba	26
2. Paleotektonika	29
3. Stratygrafia	35
IV. LITOSTRATYGRAFIA	37
1. Paleogen	37
1.1. Schemat litostratygraficzny paleogenu centralnej części Nizżu Polskiego ...	37
1.2. Charakterystyka litologiczno-mineralogiczna i sedimentologiczna osadów paleogeńskich w odsłonięciach	39
1.2.1. Stanowisko Konin-Przydziałki	40
1.2.2. Stanowisko Stare Miasto-Cmentarz	48
1.2.3. Jednostka piasków kaolinitowych – nowa jednostka litostratygraficzna ..	53
1.3. Wykształcenie osadów paleogeńskich	55
1.3.1. Zasięg osadów paleogeńskich	55
1.3.2. Miąższość osadów paleogeńskich	59
1.3.3. Skład litofacjalny formacji paleogeńskich – przykłady	61
1.4. Korelacja profili litostratygraficznych paleogenu dla różnych obszarów Wielkopolski	63
2. Neogen	66
2.1. Schemat litostratygraficzny neogenu centralnej części Nizżu Polskiego	66

2.2. Charakterystyka litologiczno-mineralogiczna i sedymentologiczna osadów neogeńskich w odśrodkach	68
2.2.1. Formacja rawicka	69
2.2.2. Formacja ścinawska	77
2.2.3. Formacja „adamowska”	79
2.2.4. Formacja poznańska	87
2.3. Problem formacji „adamowskiej”	93
2.3.1. Porównanie osadów formacji rawickiej i „adamowskiej”	95
2.3.2. Pionowy i poziomy kontakt formacji rawickiej i „adamowskiej”	96
2.3.3. Formacje koźmińska i naramowicka – nowe jednostki litostratygraficzne	100
2.4. Wykształcenie osadów neogeńskich	102
2.4.1. Zasięg osadów neogeńskich	102
2.4.2. Miąższość osadów neogeńskich	104
2.4.3. Skład litofacyjny formacji neogeńskich – przykłady	107
2.5. Korelacja profili litostratygraficznych neogenu dla różnych obszarów Wielkopolski	111
3. Proponowany schemat litostratygraficzny kenozoiku podplejstoceniowego Wielkopolski	114
V. PALEOTEKTONIKA KENOZOIKU (bez plejstocenu i holocenu)	118
1. Subsycjencja tektoniczna a współczynniki konsolidacji i agradacji	118
2. Kenozoiczne struktury tektoniczne zachodniej Wielkopolski	124
2.1. Strefa dyslokacyjna Poznań-Szamotuły (SDP-Sz)	124
2.1.1. Rów Szamotuł	125
2.2. Strefa dyslokacyjna Poznań-Oleśnica (SDP-O)	128
2.2.1. Rowy Naramowic, Mosiny i Miasta Poznania	129
2.2.2. Rowy Czempinia, Krzywina i Gostynia	136
2.3. Strefa dyslokacyjna Poznań-Kalisz (SDP-K)	143
2.4. Struktury tektoniczne położone prostopadle lub skośnie do SDP-O i SDP-K	144
2.4.1. Rowy Chróściny-Nowej Wsi i Chobieni-Rawicza	144
2.4.2. Rowy Kępna, Sulmierzyc, Sierszewic i Uciechowa	148
3. Kenozoiczne struktury tektoniczne wschodniej Wielkopolski	151
3.1. Strefa dyslokacyjna Gopło-Ponętów-Pabianice (SDG-P-P)	151
3.1.1. Rów Lubstowa	152
3.2. Inne rowy	159
3.2.1. Rowy Adamowa, Piasków i Bilczewa-Drzewc	159
3.2.2. Rowy: Władysławowa, Kleczewa i Niesłusza-Gosławic	168
4. Etapy paleotektonicznej aktywności wybranych fragmentów obszaru Wielkopolski	173
VI. PODSUMOWANIE	178
LITERATURA	183
LITHOSTRATIGRAPHY AND PALAEOTECTONICS OF THE SUB-PLEISTOCENE CENOZOIC OF WIELKOPOLSKA (Summary)	198
PLANSZE	207

I

WSTĘP

W 2004 r. minęło 20 lat od ukazania się pracy Z. Walkiewicz (1984) pt. *Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski*, będącej do chwili obecnej kompendium wiedzy o kenozoiku podplejstocenijskim Wielkopolski. Praca ta stanowi przegląd i podsumowanie wiedzy geologicznej od lat 30. XIX w. do początku lat 80. XX wieku. Niemniej jednak postęp badań geologicznych w ostatnich 15–20 latach spowodował, że praca ta straciła na aktualności.

Po 1984 r. zmieniła się pozycja chronostratygraficzna poszczególnych pięter neogenu, pośrednio również wydzieleni litostratygraficznych, w wyniku korelacji osadów z basenów Tetydy, Paratetydy i Morza Północnego (Daniels i in. 1985; Dyjor, Sadowska 1986; Zagwijn, Hager 1987; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). Także M. Piwocki i in. (1996b) oraz M. Piwocki (2001) przedstawili nowy schemat litostratygraficzny paleogenu Niziny Polskiej.

W ostatnich kilkunastu latach zakwestionowano również poprawność wydzieleni i stosowalność schematów litostratygraficznych E. Ciuka (1970, 1974), zarówno w części dotyczącej paleogenu, jak i neogenu (Wojewoda 1992b; Widera 1998, 2000a, 2001a, 2002b, 2004). Stwierdzono i udokumentowano kenozoiczną aktywność licznych rowów tektonicznych we E Wielkopolsce (Widera 1998, 2000b; Widera i in. 2005). Możliwe jest rozróżnienie i określenie wpływu oraz rozmiarów tektoniki i konsolidacji na subsyduencję dzięki uwzględnieniu tzw. współczynnika konsolidacji torfu dla węgla brunatnego (Widera 2002a; Widera i in. 2007). W ostatniej dekadzie XX w. odkryto i opisano liczne stanowiska z osadami paleogeńskimi w okolicach Konina i Turku (Ciuk, Grabowska 1991; Stankowski i in. 1992, 1995a, b; Wojewoda 1992b; Ciszewska 1992; Kozydra, Skompski 1995; Widera 2000a, 2001a, b, 2002b; Widera, Kita 2007). Ważnych informacji o kenozoicznej aktywności tektonicznej dostarczyły badania geologiczne wielkopolskich struktur solnych Wapna (Ratajczak 2000) i Kłodawy oraz innych struktur solnych lub ich fragmentów, występujących w podłożu elewacji konińskiej (Widera 1997a, b, 1998, 2000b). W latach 2003–2005 wznowiono badania lito-

facjalne osadów kenozoicznych na wybranych fragmentach obszaru Wielkopolski (Widera, Cepińska 2003). Wymienioną pracę można uznać za kontynuację, po wieloletniej przerwie, badań prowadzonych w latach 60.–80. XX w. (Sacha 1961; Walkiewicz 1968; Piwocki 1975; Walkiewicz, Skoczylas 1989). W ostatnich latach prace badawcze objęły również analizę paleotektoniczną kilku rowów w okolicach Poznania oraz Konina i Turku (Widera 2004; Widera i in. 2004).

Niniejsza publikacja jest rezultatem badań przeprowadzonych w latach 1998–2006. Warto w tym miejscu zwrócić uwagę na fakt, że prezentowana praca powstawała w okresie, kiedy Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (ISC) aż dwukrotnie rekomendowała nowe tabele stratygraficzne. W 2000 r. zalecono stosowanie jako formalnych jednostek paleogen i neogen, zamiast nieformalnej już nazwy trzeciorzęd (Remane i in. 2000). Zatem, kenozoik podzielono na trzy okresy: paleogen, neogen i czwartorzęd. Z kolei w 2004 r. ISC zaleciła rezygnację z wydzielenia czwartorzędu, który włączono do neogenu (Gradstein i in. 2004; Mizerski 2005). W tej sytuacji kenozoik należy dzielić na paleogen i neogen. W obrębie paleogenu wyróżnia się obecnie, podobnie jak czyniono to przed 2000 i 2004 r., trzy epoki: paleocen, eocen i oligocen. Natomiast neogen aktualnie dzieli się aż na cztery epoki, tj.: miocen, pliocen, plejstocen i holocen (Gradstein i in. 2004).

Zmiany w podziale stratygraficznym kenozoiku rekomendowane w latach 2000 i 2004 przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną (ISC) skutkowały również dwukrotną zmianą tematu prezentowanej pracy. Początkowo w tytule był użyty termin „trzeciorzęd” – przed 2000 r., później „paleogen i neogen” – w latach 2000–2004, a obecnie „kenozoik podplejstoceński”. Ostatnia nazwa odpowiada temu, co Z. Walkiewicz (1984) rozumiała pod pojęciem trzeciorzęd, T. Peryt i M. Piwocki (2004) zaś utożsamiali z paleogenem i neogenem.

Pojawienie się w 2004 r. wyżej wspomnianego dzieła pod redakcją T. Peryta i M. Piwockiego wywarło duży wpływ na formę i zakres tematyczny niniejszego opracowania. Przede wszystkim bardzo ograniczono omawianie historii badań litostratygraficznych na Niżu Polskim, którą wyczerpująco przedstawił M. Piwocki (Peryt, Piwocki 2004). Zrezygnowano również z wnikliwego omawiania korelacji regionalnych jednostek litostratygraficznych, które wyróżnia się na obszarze Wielkopolski. Dlatego w tej pracy skoncentrowano się na zagadnieniach dotyczących litostratygrafii i paleotektoniki.

Pragnę serdecznie podziękować wszystkim, którzy przyczynili się do powstania prezentowanej pracy. Dziękuję studentom geologii UAM, którzy w czasie praktyk terenowych pomagali mi w dokumentowaniu interesują-

cych struktur sedymentacyjnych i tektonicznych oraz w pobieraniu próbek do badań laboratoryjnych. Chciałbym w tym miejscu wymienić moich magistrantów i innych studentów, których pomoc w pracach laboratoryjnych i terenowych była szczególnie istotna: J. Banaszak, S. Cępińską, K. Grzesiaka, A. Janis, R. Karmana, A. Kiteń, Ł. Michalskiego, M. Nowak, T. Palejkę, M. Prusinowskiego i M. Wagnera.

Kolegom i koleżankom z Instytutu Geologii dziękuję za pomoc w badaniach laboratoryjnych, wykraczających poza moje kompetencje. Przede wszystkim dziękuję: dr D. Kicińskiej – minerały ciężkie, dr A. Duczmal-Czernikiewicz – mikroskop optyczny, mgr. R. Derdowskiemu – SEM, mgr. K. Frysiowi – makrofotografie, mgr. M. Kubiakowi – rentgen oraz mgr Elżbiecie Majchrzak i mgr. P. Kaczmarkowi – separacja minerałów ilastych i minerałów ciężkich. Ponadto, badania minerałów ciężkich i petrografię żwirów wykonał mgr T. Dobosz z Przedsiębiorstwa Geologicznego „Proxima” S.A. we Wrocławiu, za co również bardzo uprzejmie dziękuję. Szczególne podziękowania kieruję przede wszystkim do Pana prof. dr. hab. J. Fedorowskiego (UAM, Poznań), mojego pierwszego nauczyciela geologii i niedoścignionego wzoru geologa i naukowca. Panu prof. dr. hab. M. Piwockiemu (PIG, Warszawa), recenzentowi wielu moich wcześniejszych prac i niezrównanemu znawcy geologii złóż węgla brunatnego, składałam najszersze wyrazy podziękowania. Dziękuję także Panu prof. dr. hab. J. Głazkowi (UAM, Poznań) za liczne dyskusje, w czasie których zwrócił moją uwagę na krytyczne podejście do obowiązującej litostratygrafii kenozoiku podplejstocenijskiego. Panu prof. dr. hab. J. Skoczylasowi (UAM, Poznań) dziękuję za wspieranie mnie na pewnym etapie przygotowywania tej pracy. Panu prof. dr. hab. T. Zielińskiemu (UAM, Poznań) dziękuję za wstępne przejrzanie manuskryptu, dyskusję, uwagi i cenne rady. Dziękuję równie serdecznie Panu prof. dr. hab. inż. M. Wagnerowi (AGH, Kraków), który podjął się trudu przygotowania recenzji wydawniczej mojej rozprawy habilitacyjnej.

Serdeczne podziękowania składam pracownikom działów geologicznych KWB Konin S.A., KWB Adamów S.A. i Kopalni Soli Kłodawa S.A. Dziękuję także za wszelką pomoc i życzliwość pracownikom archiwów wymienionych kopalń oraz archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie, archiwum Urzędu Wojewódzkiego w Poznaniu i jego filii w Koninie.

Najgorętsze wyrazy wdzięczności kieruję do moich najbliższych: Iwony, Kacpra i Adama. To Wy byliście i jesteście dla mnie największym wsparciem, to Wy mobilizowaliście mnie do pracy, to Wy nieustannie dodawaliście mi nowych sił. Dziękuję Wam.

1. CEL I PRZEDMIOT BADAŃ

Weryfikacja wcześniejszych poglądów, nowe metody i wyniki badań uzyskane po 1984 r. legły u podstaw syntetycznego opracowania, aktualizującego wiedzę o kenozoiku podplejstocieńskim Wielkopolski. Celem tej pracy jest zaproponowanie nowego spojrzenia na litostratygrafię kenozoiku, zwłaszcza wschodniej Wielkopolski, oraz analiza rozwoju tektonicznego wybranych fragmentów Wielkopolski w kenozoiku.

Dla osiągnięcia zamierzonych celów zastosowano szeroką paletę metod badawczych. Przede wszystkim skoncentrowano się na badaniach osadów dostępnych do bezpośrednich obserwacji w drobnych odsłonięciach i odkrywkach kopalnianych. Analizowano także informacje zawarte w materiałach archiwalnych.

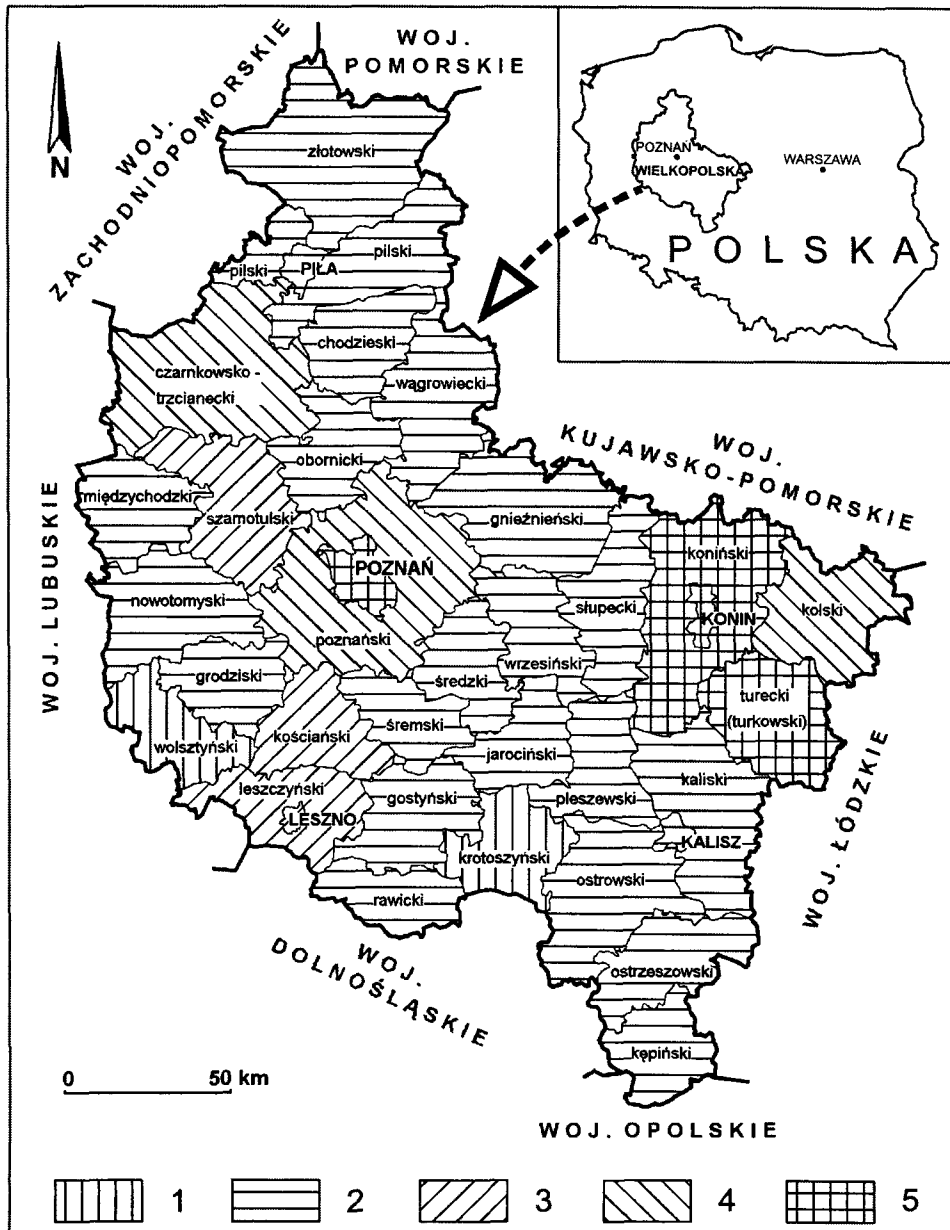
Przedmiotem badań, których wyniki zawarto w niniejszej pracy, są osady kenozoiczne zalegające poniżej glacygeniczných osadów plejstocenu. Są to osady reprezentujące następujące podstawowe środowiska sedymentacyjne: morskie, brakiczne i lądowe (Vinken 1988; Piwocki 1998).

2. OBSZAR BADAŃ I MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE

Obszar objęty badaniami stanowią tereny województwa wielkopolskiego według podziału administracyjnego Polski z 1 stycznia 1999 r. (ryc. 1). Zdecydowano się na taki wybór z kilku względów. Po pierwsze, obszar Wielkopolski jest różnie definiowany w znaczeniu: fizycznogeograficznym, geomorfologicznym, kulturowym i historycznym. Po drugie, trudno jest wskazać jedną lub kilka jednostek geologicznych, które choćby w przybliżeniu pokrywały się z rozprzestrzenieniem województwa wielkopolskiego.

Tereny Wielkopolski stanowiły w kenozoiku przedplejstocieńskim niewielki, peryferyczny fragment rozległego basenu sedymentacyjnego NW Europy (Vinken 1988). Dlatego w badaniach litostratygraficznych i paleotektonicznych wzięto pod uwagę zarówno najbliższe otoczenie Wielkopolski, jak i inne obszary Polski i Europy, a niekiedy odwołano się nawet do przykładów z innych kontynentów.

Materiał archiwalny obejmuje około 8000 profili otworów wiertniczych, wiele map i przekrojów geologicznych. Najwięcej profili otworów wiertniczych pochodzi z dokumentacji geologicznych złóż węgla brunatnego, a w mniejszym stopniu soli kamiennej. Wykorzystane dokumentacje geologiczne z KWB Konin S.A. obejmują 38 pozycji, a z KWB Adamów S.A. 30. Profile otworów z innych wielkopolskich złóż węgla brunatnego otrzymano z archi-



Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna i rozpoznanie wiertnicze obszaru Wielkopolski w jej granicach administracyjnych

Liczba głębokich otworów wiertniczych przypadająca na powiat: 1 - 1-10; 2 - 11-50; 3 - 51-100; 4 - 101-200; 5 - 201-> 4000

Fig. 1. Location map and extent of borehole exploration within administrative borders of the Wielkopolska area

Number of deep boreholes situated in district: 1 - 1-10; 2 - 11-50; 3 - 51-100; 4 - 101-200; 5 - 201-> 4000

wów Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie i Urzędu Wojewódzkiego w Poznaniu. Ponad 100 profili otworów wiertniczych udostępnionych zostało przez Kopalnię Soli Kłodawa S.A.

Rozmieszczenie otworów wiertniczych, wykorzystanych do realizacji tej pracy, jest bardzo nierównomierne (ryc. 1). Najmniej profili otworów wiertniczych zgromadzono z obszaru powiatu wolsztyńskiego - 4 profile. Najwięcej profili otworów wiertniczych pochodzi z powiatu turkowskiego (tureckiego) - ponad 2000 profili, i z powiatu konińskiego - ponad 4000. W dwóch ostatnich przypadkach ogromna liczba otworów jest bezpośrednio związana z intensywną eksploatacją węgla brunatnego. Z obszaru miasta Poznania wykorzystano ponad 200 profili otworów wiertniczych. Między 100 a 200 profili pochodzi z 3 powiatów: czarnkowsko-trzcianeckiego, poznańskiego i kolskiego. Zagęszczenie otworów wiertniczych na pozostałym obszarze Wielkopolski jest średnie i mieści się w przedziale od 10 do 100 otworów na powiat (ryc. 1).

II

METODY BADAWCZE

1. METODY ARCHIWALNE

1.1. Metody: chronostratygraficzne, paleontologiczne, paleobotaniczne i geofizyczne

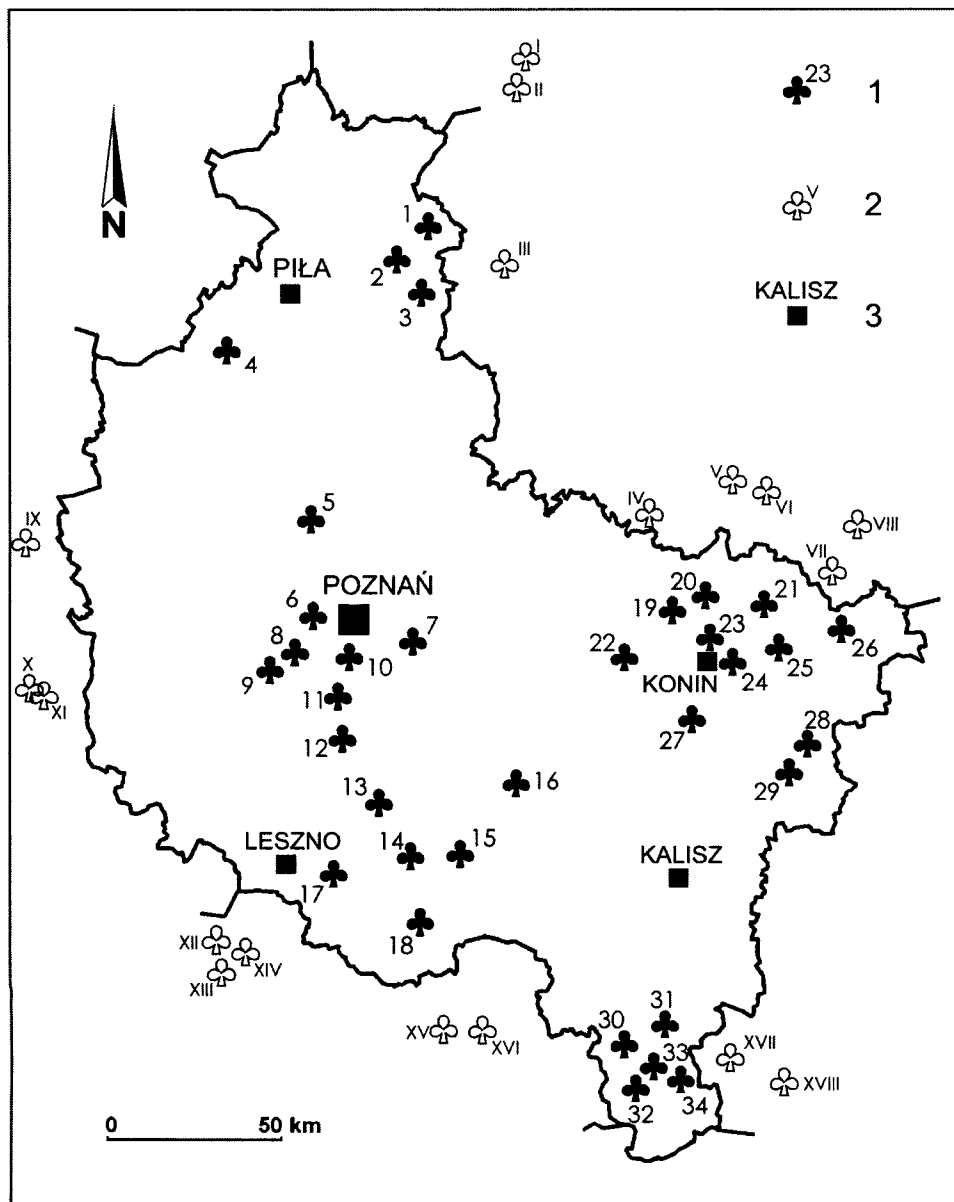
Prezentowana grupa metod badawczych obejmuje te metody archiwalne, których autor niniejszej pracy sam nie wykonywał, ani nie zlecał ich wykonania. Niemniej jednak wyniki powyższych badań zostały uwzględnione, gdyż w wielu przypadkach bez nich nie można byłoby osiągnąć celów stawianych przed tą pracą.

Metody chronostratygraficzne. Jedynymi dotychczas stwierdzonymi miejscami występowania poziomów izochronicznych na obszarze Wielkopolski są wyrobiska KWB Konin S.A. (Kruszewski 1967; Matl i in. 1979; Wagner 1981). Poziomy tufitowe stwierdzono w odkrywkach: Gosławice, Pątnów I i Lubstów. Konińskich tufitów nie badano izotopowo. Jednakże skorelowano ich skład mineralny z odpowiednimi poziomami tufitowymi z rowu Bełchatowa i zapadliska przedkarpackiego, gdzie metodą trakową określono ich wiek (Matl, Wagner 1985, 1987; Wagner 2000). Dlatego możliwe jest też pośrednie określenie wieku tufitów występujących w konińskich odkrywkach węgla brunatnego.

Metody paleontologiczne. Na obszarze Wielkopolski i w jej najbliższym sąsiedztwie, wśród przedplejstoczeńskich osadów kenozoiku, oznaczenia fauny morskiej, głównie malakofauny i otwornic, wykonano w kilku tylko miejscach, które wymieniono poniżej. Często z fauną morską współwystępuje fitoplankton morski - cysty *Dinoflagellate*. Dlatego wystąpienia fitoplanktonu i fauny morskiej zostaną w krótkiej formie omówione wspólnie.

W granicach Wielkopolski faunę i fitoplankton morski stwierdzono i opracowano z rejonu: Lusowa (Woźny [w:] Ciuk 1974), Rawicza (Woźny, Giel, Odrzywolska-Bieńkowska [w:] Piwocki 1975), Lubstowa (Śmigieliska [w:]

Matl i in. 1979), Kępna i Ostrzeszowa (Giel 1979a), Szamocina i Wysokiej (Giel 1979b), Starego Gołębina (Odrzywolska-Bieńkova [w:] Kosmowska-Ceranowicz, Bühmann 1982), Konina (Ciszewska 1992) oraz Wapna (Gedl [w:] Ratajczak 2000).



Natomiast w niedalekim otoczeniu Wielkopolski faunę i fitoplankton morski zbadano w rejonie: Izbicy Kujawskiej (Pożaryski 1953; Odrzywolska-Bieńkowa 1966), Gorzowa (Woźny 1962; Wolańska 1962), Wschowy (Gortyńska 1962), Damasławka (Cimaszewski 1964; Olempska 1973), Augustynowa (Odrzywolska-Bieńkowa 1966), Głogowa i Sierszowic (Odrzywolska-Bieńkowa 1973; Matl, Śmigielska 1977), Głobic, Szaszorowic i Miechowa (Odrzywolska-Bieńkowa 1975; Ciuk 1977) oraz Mogilna (Gedl [w:] Wilkosz 2000).

Wśród wymienionych wyżej wystąpień z fauną i fitoplanktonem morskim zdecydowana większość reprezentuje paleogen. Ponadto, charakter fauny sprawia, że jest ona często długowieczna, a przez to mało przydatna w ortostratygrafii. Natomiast fauna neogeńska, a dokładniej miocenińska, stwierdzona tylko w okolicach Rawicza, Ostrzeszowa-Kępna i Szamocina-Wysokiej, jest albo słabo zachowana, albo redeponowana, jak to sugerują sami badacze (Woźny, Giel, Odrzywolska-Bieńkowa [w:] Piwocki 1975; Giel 1979a, b). Należy również podkreślić, że to właśnie przedplejstocenijskie osady neogeńskie, a wśród nich miocenijskie, dominują w masie skał kenozoicznych Wielkopolski.



Ryc. 2. Lokalizacja badanych osadów opracowanych palinologicznie w Wielkopolsce i jej otoczeniu (według Ważyńskiej 1998)

1 - miejsca z danymi palinologicznymi w Wielkopolsce: 1 - Koralewo-Dąbki (2 profile), 2 - Liskowo, 3 - Kosztowo, 4 - Trzcianka, 5 - Ślepuchowo, 6 - Lusowo (4 profile), 7 - Swarzędz (2 profile), 8 - Jeziorki, 9 - Szewce (2 profile), 10 - Mosina, 11 - Krosinko, 12 - Gołębin Stary (2 profile), 13 - Gierlachowo, 14 - Gostyń, 15 - Antonin, 16 - Ciświca, 17 - Nowa Wieś (3 profile), 18 - Oczkowice (3 profile), 19 - Kazimierz kopalnia, 20 - Konin-Pątnów (8 profili), 21 - Lubstów (2 profile), 22 - Stupca-Studnia, 23 - Gosławice-Niestusz, 24 - Konin-Morzysław, 25 - Ochle (2 profile), 26 - Rysiny, 27 - Lisiec Wielki, 28 - Koźmin, 29 - Krwony, 30 - Kamienna Góra-Parzynów, 31 - Ostrzeszów, 32 - Mielęcín, 33 - Rzetnia, 34 - Kierzno (3 profile); 2 - miejsca z danymi palinologicznymi na obszarze sąsiadującym: I - Tuchola-Białowieża (4 profile), II - Gostycyn, III - Dębowo (2 profile), IV - Wójcin, V - Rzeczyca (2 profile), VI - Anusin, VII - Izbica Kujawska, VIII - Siemnowek, IX - Chełmsko, X - Wielowieś, XI - Sieniawka Lubuska, XII - Miechów, XIII - Głobice, XIV - Szaszorowice, XV - Blizocin, XVI - Miechów (2 profile), XVII - Wieruszów (10 profili), XVIII - Przywory; 3 - główne miasta

Fig. 2. Location of the study sediments analysed palynologically in Wielkopolska and its surroundings (according to Ważyńska 1998)

1 - Localities with palynological data in the Wielkopolska area: 1 - Koralewo-Dąbki (2 profiles), 2 - Liskowo, 3 - Kosztowo, 4 - Trzcianka, 5 - Ślepuchowo, 6 - Lusowo (4 profiles), 7 - Swarzędz (2 profiles), 8 - Jeziorki, 9 - Szewce (2 profiles), 10 - Mosina, 11 - Krosinko, 12 - Gołębin Stary (2 profiles), 13 - Gierlachowo, 14 - Gostyń, 15 - Antonin, 16 - Ciświca, 17 - Nowa Wieś (3 profiles), 18 - Oczkowice (3 profiles), 19 - Kazimierz mine, 20 - Konin-Pątnów (8 profiles), 21 - Lubstów (2 profiles), 22 - Stupca-Studnia, 23 - Gosławice-Niestusz, 24 - Konin-Morzysław, 25 - Ochle (2 profiles), 26 - Rysiny, 27 - Lisiec Wielki, 28 - Koźmin, 29 - Krwony, 30 - Kamienna Góra-Parzynów, 31 - Ostrzeszów, 32 - Mielęcín, 33 - Rzetnia, 34 - Kierzno (3 profiles); 2 - Localities with palynological data in the neighbouring area: I - Tuchola-Białowieża (4 profiles), II - Gostycyn, III - Dębowo (2 profiles), IV - Wójcin, V - Rzeczyca (2 profiles), VI - Anusin, VII - Izbica Kujawska, VIII - Siemnowek, IX - Chełmsko, X - Wielowieś, XI - Sieniawka Lubuska, XII - Miechów, XIII - Głobice, XIV - Szaszorowice, XV - Blizocin, XVI - Miechów (2 profiles), XVII - Wieruszów (10 profiles), XVIII - Przywory; 3 - main towns

Metoda palinologiczna. Rozproszone i nieliczne stanowiska z fauną i fitoplanktonem morskim, jak i stwierdzone na bardzo ograniczonym obszarze poziomy tufitowe nie nadają się w zadowalającym stopniu do regionalnej korelacji osadów kenozoicznych na obszarze całej Wielkopolski. Dlatego analiza sporowo-pyłkowa jest niezwykle użyteczna do celów korelacyjnych w znaczeniu parastratygraficznym (Schindewolf 1960). Przydatność stratygraficzna tej metody jest nie do przecenienia, zwłaszcza na znacznych terenach Wielkopolski, gdzie pokłady węglowe, pomimo bezsprzecznie ich diachronicznego rozwoju, rozdzielają osady litologicznie podobnie wykształcone.

Analiza sporowo-pyłkowa nie jest tak precyzyjna, jak choćby stratygrafia oparta na badaniach mikrofauny (otwornice), makrofauny (mięczaki), planktonu morskiego (cysty *Dinoflagellate*) czy też datowaniu przewodnich poziomów izochronicznych (tufity). Niemniej jednak za pomocą analizy sporowo-pyłkowej można scharakteryzować warunki klimatyczne, tj.: opady, temperaturę powietrza, wilgotność gruntu itd., w których powstawały pokłady węgla brunatnych. Pośrednio, poprzez porównanie składu spor i pyłków, można określić przedział czasu, w jakim dany pokład węglowy się tworzył. Jest to możliwe, jeśli porównywane próbki pochodzą z pokładów, z których co najmniej jeden ma wiek określony metodami paleontologicznymi lub chronostratygraficznymi (Arens, Lotsch 1963; Krutzsch 1966; Lotsch i in. 1969; Raniecka-Bobrowska 1970; Ziemińska-Tworzydło 1974; Ziemińska-Tworzydło, Ważyńska 1981; Dyjor, Sadowska 1986; Zagwijn, Hager 1987; Stuchlik 1987; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Sadowska 1995a, b; Ważyńska 1998). Taka sytuacja ma miejsce na obszarach położonych poza Wielkopolską, np. na Dolnym Śląsku, w zapadlisku przedkarpackim, na Łużycach, w rowie Dolnego Renu i in., tj. na terenach ząębienia się facji morskich i lądowych, gdzie dokonano porównań między lądowymi poziomami sporowo-pyłkowymi i zonami makroflorystycznymi (Mai 1967, 1994) a zonacją morskiej mikro- i makrofauny (Cicha, Seneš 1968; Steininger, Rögl 1983; Daniels i in. 1985; Steininger i in. 1987) oraz fitoplanktonu (Standke i in. 1993).

Na podstawie przedstawionych wyżej przesłanek badania palinologiczne, w tym przede wszystkim analiza sporowo-pyłkowa, odgrywają najważniejszą rolę w stratygrafii osadów kenozoicznych Niżu Polskiego. Z obszaru Wielkopolski przebadano palinologicznie szczegółowo osady z 34 rejonów, głównie złóż węgla brunatnego (ryc. 2). Łącznie analizom poddano 54 profile, a w każdym co najmniej kilkadziesiąt próbek (Ważyńska 1998). Należy także wspomnieć o kilku ważnych profilach zlokalizowanych w najbliższym otoczeniu Wielkopolski (ryc. 2) i o setkach profili z obszaru Dolnego Śląska i Łużyc (Arens, Lotsch 1963; Krutzsch 1966; Lotsch i in. 1969; Sadowska 1995a, b; Ważyńska 1998).

Metody geofizyczne. Wyniki badań geofizycznych metodami sejsmiki refleksyjnej posłużyły do poznania przede wszystkim budowy głębokiego podłoża Wielkopolski (Sokołowski 1967; Marek 1977; Tarnowski 1977; Deczkowski, Gajewska 1977, 1980; Knieszner i in. 1983; Jaskowiak-Schoeneichowa 1979; Guterch, Grad 1996, 2000; Kwolek 2000; Młynarski i in. 2000). Na podstawie badań grawimetrycznych wyznaczono przebieg niektórych rowów tektonicznych, zaznaczających się w stropie mezozoiku (Dąbrowski, Karaszewski 1957; Duda, Bochnia 1960; Dąbrowski 1980; Królikowski 1994; Wybraniec 1995, 1999). W niektórych przypadkach, przy stawianiu granic pomiędzy jednostkami litostratygraficznymi, wzięto również pod uwagę karotaż otworowy. Wreszcie, metodą płytkiej sejsmiki refleksyjnej stwierdzono dyslokacje nieciągłe w osadach kenozoicznych Wielkopolski – rów Lubstowa (Midura, Staszak 1989).

Dla osiągnięcia celów stawianych przed tą pracą najważniejsze są jednak rezultaty badań grawimetrycznych. W mniejszym stopniu również płytka sejsmika refleksyjna. Dzięki obu metodom zidentyfikowano niektóre główne obniżenia i nieciągłości występujące w spągu kenozoiku na obszarze Wielkopolski (Dąbrowski, Karaszewski 1957; Duda, Bochnia 1960; Dąbrowski 1980; Midura, Staszak 1989; Królikowski 1994; Wybraniec 1995, 1999).

1.2. Metody: litologiczno-mineralogiczne, sedymetologiczne i mezostrukturalno-paleotektoniczne

Wśród **metod litologiczno-mineralogicznych** jako najważniejsze trzeba uznać: określenie uziarnienia osadu, składu mineralnego frakcji ilastej i frakcji ciężkiej oraz petrografii żwirów. Ogółem analizom granulometrycznym poddano 561 próbek metodą sitową, a 131 próbek dodatkowo rozfrakcjonowano metodą areometryczną. Warto dodać, że wykorzystano ponadto z archiwalnych dokumentacji kopalnianych rezultaty badań uziarnienia 591 próbek. Skład mineralny frakcji ilastej metodą rentgenograficzną oznaczono dla 24 próbek. W przypadku frakcji ciężkiej jej skład mineralny określono dla 14 próbek. Natomiast badania petrograficzne żwirów wykonano dla 10 próbek – blisko 700 ziaren.

Wyniki analizy granulometrycznej zostały poddane statystycznym obliczeniom według graficznej metody Folka i Warda (1957). W celu określenia parametrów statystycznych wykorzystano krzywe probabilistyczne uziarnienia. Na ich podstawie wyliczono takie graficzne parametry statystyczne, jak: mediana (M_{50}), średnia średnica (M), standardowe odchylenie, wysortowanie (D), skośność (S) i spłaszczenie (K).

Wskaźnik obtoczenia (W_0) wyznaczono za pomocą metody fotograficznej dla 85 próbek o frakcji 0,5–1,0 mm. Celem zastosowania tej metody było wskazanie różnic w obtoczeniu między osadami różnowiekowymi, głównie paleogeńskimi i neogeńskimi. Obliczeń wskaźnika obtoczenia dokonano używając wzoru (*Instrukcja ...*, 1996; Kenig 2000):

$$W_0 = K + 0,5CO/O + 0,5CO,$$

gdzie: K – ziarna kanciaste, CO – ziarna częściowo obtoczone, O – ziarna obtoczone.

Badaniami mineralogicznymi objęto minerały frakcji ilastej, frakcji ciężkiej i konkrecji pirytowych oraz żwiry. Skład mineralny frakcji ilastej przebadano dla potwierdzenia oznaczeń makroskopowych, np. kaolinitu. Natomiast w przypadku różnobarwnych, drobnoziarnistych osadów formacji poznańskiej starano się wskazać na związek między barwą a składem mineralnym osadu. Prześledzono również w mikroobszarze morfologię powierzchni żwirów, co miało na celu wyjaśnienie przyczyn ich obtoczenia i wygładzenia. Dodatkowo określono skład mineralny i prześledzono w mikroobszarze budowę wewnętrzną wspomnianych konkrecji pirytowych. W tym przypadku chodziło o potwierdzenie, że są to rzeczywiście konkrecje siarczków żelaza, które są znane i opisywane ze złóż węgla brunatnego, zlokalizowanych poza Wielkopolską. Skład mineralny frakcji ilastej oraz konkrecji pirytowych określono za pomocą analizy rentgenostrukturalnej (XRD) łącznie dla 24 próbek o frakcji poniżej 2 μm . Analizę wykonano w Instytucie Geologii UAM w Poznaniu na dyfraktometrze rentgenowskim URD-6, używając lampy Cu (napięcie 40 kV, natężenie 25 nA) i filtra Ni.

Frakcja 0,1–0,25 mm została wykorzystana, zgodnie ze standardową procedurą (*Instrukcja ...*, 1996) do analizy minerałów ciężkich. Badania minerałów ciężkich miały na celu rozróżnienie osadów reprezentujących poszczególne wydzielenia litostratygraficzne. Badania petrograficzne żwirów, zmierzające do wskazania obszaru ich alimentacji, wykonano dla frakcji 2–64 mm, według klasyfikacji Wentwortha (1922). Wśród żwirów wyróżniono: skały węglanowe, piaskowce kwarcytyczne, krzemienie, lidyty i kwarc, który podzielono na kwarc: biały, mleczny, szaro-niebieski, różowy i miodowy.

Mikrofotografie powierzchni żwirów oraz budowy wewnętrznej konkrecji pirytowych dokonano za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM) oraz mikroskopu optycznego. W pierwszym przypadku badania 15 próbek wykonano na Wydziale Chemii UAM w Poznaniu. Użyto mikroskopu skaningowego (SEM) Philips 115 (napięcie 15 kV, pokrycie Au). Natomiast w drugim przypadku mikrofotografie wykonano w Instytucie Geologii UAM w Poznaniu. Analizy 3 próbek przeprowadzo-

no w świetle odbitym przy użyciu mikroskopu optycznego Axioplan 2 firmy Zeiss.

Dla 180 próbek piasków podwęglowych, zalegających poniżej różnych stratygraficznie pokładów węgla brunatnych, wyznaczono tzw. współczynnik zagęszczenia. Wyraża on stosunek objętości próbki w stanie nasypowym do jej objętości w stanie naturalnym (Wiłun 1987; Myślińska 2006). W tym przypadku chodziło o wskazanie, jaki wpływ kompaktacja piasków podwęglowych wywarła na powstanie węgla brunatnych. Wymienione badania laboratoryjne wykonano w Instytucie Geologii UAM.

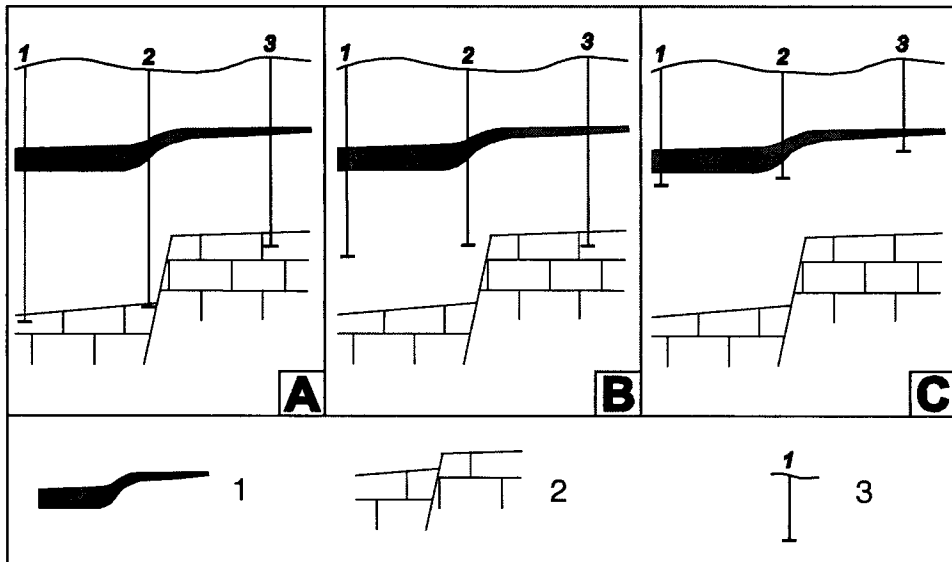
Badania sedymentologiczne objęły opis litofacji, profilowanie ścian odsłoneń, dokumentację fotograficzną i interpretację genetyczną osadów. Przy opisie struktur sedymentacyjnych stosowano nazewnictwo zaproponowane przez Allena (1963, 1965). Ważną rolę odegrała analiza litodynamiki środowiska sedymentacyjnego wykonana według metody Vishera (Gradziński i in. 1986; Racinowski i in. 2001).

Badania mezostrukturalno-paleotektoniczne objęły zarówno prace terenowe, jak i kameralne opracowywanie danych z głębokich otworów wiertniczych. W analizie mezostrukturalnej wykonano dokumentację struktur tektonicznych, pomierzono ich parametry, a następnie odtworzono główne kierunki naprężeń. Nomenklaturę i sposoby analizy mezostrukturalnej zastosowano według Jaroszewskiego (1972, 1981) i Billingsa (2004). Natomiast główną wykorzystaną metodą paleotektoniczną, opartą na materiałach wiertniczych, jest paleotektoniczna analiza miąższościowa (Chain 1974; Kotański 1990). W tym przypadku zastosowano jednak bardziej nowoczesne podejście wzorowane częściowo na pracach: Van Hinte'a (1978), Oszczyпки (1996, 1999, 2001), ten Veena i Kleinspehna (2000), Kwołka (2000), Poprawy i in. (2001) oraz Michona i in. (2003). Ponadto, badania paleotektoniczne wzbogacono o metody autorskie. Wspomniane metody przetestowano, poddając analizie paleotektonicznej kilka wybranych rowów w Wielkopolsce (Widera 2004; Widera i in. 2004).

2. METODY AUTORSKIE

2.1. Metoda wyznaczania dyslokacji w mezozoicznym podłożu

Metoda ta pozwala na jakościową i ilościową ocenę udziału czynnika tektonicznego w powstawaniu złóż węgla brunatnego (Widera 1997b, 1998). Jej celem jest wyznaczenie dyslokacji w podkenozoicznym podłożu na obsza-



Ryc. 3. Model koncepcyjny dla wyznaczenia uskoku w mezozoicznym podłożu, przedstawiony na podstawie przekrojów przez pokład węgla brunatnego: A. Otwory przebijają pokład węglowy i osiagają skały mezozoiczne; B. Otwory przebijają pokład węglowy, a tylko niektóre osiagają skały mezozoiczne; C. Otwory przebijają pokład węglowy i nie osiagają skał mezozoicznych

1 - pokład węgla brunatnego, 2 - mezozoiczne podłożo, 3 - otwory wiertnicze

Fig. 3. Conceptual model for determination the fault in the Mesozoic substratum presented on the basis of the cross-sections through the lignite seam: A. Boreholes are drilling through the lignite seam and they are reaching the Mesozoic rocks; B. Boreholes are drilling through the lignite seam and only some of them are reaching the Mesozoic rocks; C. Boreholes are drilling through the lignite seam and they are not reaching the Mesozoic rocks

1 - lignite seam, 2 - Mesozoic substratum, 3 - boreholes

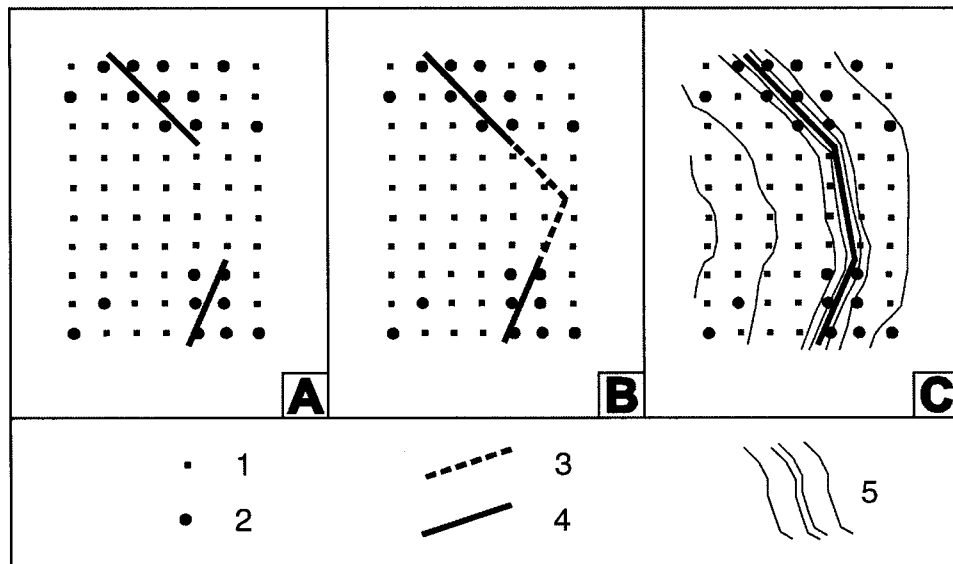
rach, gdzie zbyt mało otworów wiertniczych sięga stropu mezozoiku (ryc. 3, 4). Dlatego lokalizację dyslokacji w stropie mezozoiku określono na podstawie szczegółowego rozpoznania ukształtowania spągu węgla.

Omawiana metoda bazuje na szeroko stosowanych w kartografii wglębnej sposobach kreślenia uskoku (Kotański 1990) oraz na obserwacjach sedymentologicznych, pośrednio również tektonicznych (Kasiński 1983, 1984; Hałaszcak 1999; Widera 1997b, 1998). Wymienieni autorzy stwierdzili, że spągowe warstwy głównych pokładów węgla brunatnego w polskich odkrywkach nie zachowują pierwotnego położenia. Stąd uzasadnione wydaje się być założenie, że obniżanie spągu węgla wynikało głównie z subsydencji mezozoicznego podłoża.

Rzędne spągu węgla i stropu mezozoiku, jeżeli został nawiercony, są najważniejsze dla wyznaczenia dyslokacji. Najpierw wykreśla się w stropie mezozoiku uskoki oczywiste, czyli takie, gdzie deniwelacje między sąsiednimi otworami są większe niż deniwelacje na obszarze ramowym (ryc. 3A). Jednak jest to sytuacja rzadka. Najczęściej pojedyncze tylko otwory osiągają powierzchnię podkenozoiczną (ryc. 3B) lub w ogóle jej nie osiągają (ryc. 3C). Natomiast prawie zawsze przewiercony jest główny pokład węglowy na danym obszarze. Warto podkreślić, że strop mezozoiku przed sedymentacją węgla i obecnie rejestrowany to dwie różne paleopowierzchnie. Znajomość paleopowierzchni mezozoiku przed sedymentacją fitogeniczną umożliwiła wykreślenie dyslokacji, których nie można wyznaczyć bezpośrednio, na podstawie dużych zrzutów stropu podłoża. Z kolei synsedymentacyjny zrzut stropu mezozoiku jest w przybliżeniu równy głębokości torfowiska w momencie zakończenia narastania masy torfowej. Sposób wyznaczania głębokości torfowiska zostanie omówiony szczegółowo w następnym rozdziale. Tak więc, dyslokację w stropie mezozoiku można z dużym prawdopodobieństwem wyznaczać pomiędzy otworami, w których zrzut spągu pokładu węgla brunatnego skokowo wzrasta, czyli jest co najmniej 2-krotnie większy niż miąższość węgla na skrzydle wiszącym (ryc. 3).

Uskoki są strukturami, które trudno jest przenieść wprost z przekrojów na mapę. Często pojawia się problem połączenia linii uskokowych, wyznaczonych metodami bezpośrednimi w różnych częściach złoża – struktury tektonicznej (ryc. 4A). W takiej sytuacji powszechnie, zgodnie z zasadami ekstrapolacji, stosowanymi w kartografii wglębnej, przedłuża się linie uskokowe, doprowadzając do ich połączenia (ryc. 4B). Takie postępowanie może jednak w wielu przypadkach być błędne. Dlatego na podstawie omawianej metody można dokładniej określić przebieg linii uskokowej w podkenozoicznym podłożu. W tym przypadku pomocna jest mapa hipsometryczna spągu pokładu węgla brunatnego. Po zweryfikowaniu stosowalności tej metody na obszarze, gdzie otwory wiertnicze osiągnęły strop mezozoiku, można wykreślić przebieg dyslokacji również na obszarze, gdzie przewiercony został jedynie spąg pokładu węglowego (ryc. 4C).

Stosując prezentowaną metodę, wyznaczono liczne dyslokacje w stropie mezozoiku na obszarze konińsko-turkowskich złóż węgla brunatnego. Określono również kształt rowów tektonicznych E Wielkopolski, w których występują produktywne pokłady węgla brunatnych (Widera 1997b, 1998). W tej pracy omawiana metoda zostanie zastosowana do wyznaczenia przebiegu głównego, E uskoków ramowych strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica w podłożu stolicy Wielkopolski – Poznania.



Ryc. 4. Model koncepcyjny dla wyznaczenia uskoku w mezozoicznym podłożu, przedstawiony na podstawie mapy strukturalnej spągu pokładu węgla brunatnego: **A.** Lokalizacja uskoku pewnych wyznaczona kartograficznie; **B.** Przypuszczalna kontynuacja uskoku pewnych określona za pomocą metod kartograficznych; **C.** Najbardziej prawdopodobny przebieg uskoku pewnych wyznaczonych kartograficznie i ich kontynuacji wyznaczonej za pomocą metody przedstawionej w tej pracy

1 - otwory przebijają pokład węglowy i nie osiagają skał mezozoicznych, 2 - otwory przebijają pokład węglowy i osiagają skały mezozoiczne, 3 - uskoki przypuszczalne, 4 - uskoki pewne, 5 - izoliny spągu węgla brunatnego

Fig. 4. Conceptual model for determination the fault in the Mesozoic substratum presented on the basis of the structural map of the lignite seam base: **A.** Location of the certain faults determined cartographically; **B.** Assumed continuation of the certain faults determined with cartographical methods; **C.** Most probable location of the certain faults determined cartographically and their continuation determined according to the method presented in this paper

1 - boreholes are drilling through the lignite seam and they are not reaching the Mesozoic rocks, 2 - boreholes are drilling through the lignite seam and they are reaching the Mesozoic rocks, 3 - assumed faults, 4 - certain faults, 5 - isolines of the lignite base

2.2. Metoda wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfów dla pokładów węgla brunatnego

Znajomość współczynnika konsolidacji torfu, zwanego też niezbyt trafnie współczynnikiem kompaktacji, ma podstawowe znaczenie w analizie paleotektonicznej obszarów z pokładami węgla brunatnego. Proponowana metoda pozwala wyznaczyć wyjściową grubość torfowiska, z którego w procesie konsolidacji powstał pokład węglowy (ryc. 5). Niekiedy przeważającą część

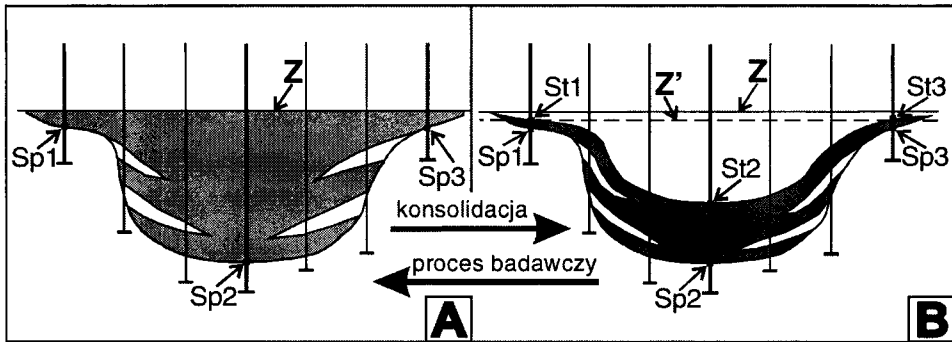
subsydencji całkowitej dna basenu sedymentacyjnego, dla wyżej osadzających się osadów, stanowi subsydencja wywołana konsolidacją niżej leżących torfów/węgla brunatnych, a pozostałą część dopełnia subsydencja tektoniczna. Dlatego znajomość współczynnika konsolidacji torfu pozwala rozróżnić rozmiary obniżania powierzchni sedymentacyjnej, wywołane zarówno czynnikami tektonicznymi, jak i konsolidacją torfów oraz węgla brunatnych.

Prezentowana autorska metoda koncepcyjnie bliska jest metodzie, jaką opracowali niemieccy geolodzy dla wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfu dla neogeńskich węgla brunatnych z Basenu Dolnoreńskiego (Hager i in. 1981). Krótką charakterystykę oraz zalety i wady tej metody przedstawiono we wcześniejszej publikacji (Widera 2002a). Dlatego w niniejszej pracy zamieszczone zostaną tylko podstawy koncepcyjne metody oraz uzyskane wyniki dla wybranych pokładów z wielkopolskich złóż węgla brunatnego.

Wartość współczynnika kompaktacji/konsolidacji torfu dla neogeńskich węgla brunatnych w Polsce zawiera się w przedziale od 1,4 do 9,0 (Piwocki 1975; Kasiński 1983; Wojewoda 1992a). Warto dodać, że obliczeń dokonano na podstawie wyników pomiarów takich elementów torfowiska, jak: pnie, gałęzie, korzenie, szyszki itp. Posłużono się znanymi z analizy mezostrukturalnej tzw. pośrednimi wskaźnikami kompaktacji, tj.: zmianą przekroju poprzecznego, zmianą kąta nachylenia, skróceniem długości itd. (Jaroszewski 1981; Billings 2004). Natomiast dla węgla z rowów Złoczewa, Krzywina i niecki żytańskiej, na podstawie wspomnianej wyżej metody Hagera i in. (1981), Kasiński (1984) wyznaczył współczynnik konsolidacji torfu na przedział wartości 1,7-2,9. Również w literaturze światowej istnieją znaczne rozbieżności dotyczące wielkości konsolidacji torfów dla kenozoicznych węgla brunatnych. Wartości współczynnika konsolidacji mieszczą się w przedziale od 1,2 do 7,0 (Hager i in. 1981; Nadon 1998; Kojima i in. 1998; Sheldon, Retallack 2001).

Problem badawczy polega na odtworzeniu, w sposób możliwie dokładny, wyjściowej głębokości torfowiska, tj. w momencie zakończenia jego rozwoju (ryc. 5A). Proces konsolidacji przebiegał od torfu do węgla brunatnego, a proces badawczy należy przeprowadzić w kierunku odwrotnym, czyli od węgla brunatnego do torfu (ryc. 5). Tak się składa, że rozpoznanie geologiczne większości złóż węgla brunatnego w Wielkopolsce jest względnie dobre. Dzięki danym z licznych otworów wiertniczych znane są główne parametry pokładu węglowego – rzędne stropu i spągu, a pośrednio miąższość (ryc. 5B).

Prezentowana metoda nie może być zastosowana dla wszystkich złóż węgla brunatnego, najczęściej tylko dla ich fragmentów. Poza tym dane z większości otworów nie nadają się do wykorzystania. W metodzie tej muszą być spełnione następujące założenia:



Ryc. 5. Model koncepcyjny dla obliczeń współczynnika konsolidacji: **A.** Schemat początkowej architektury torfowiska, tj. przed konsolidacją; **B.** Schemat obecnej architektury pokładu węgla brunatnego, tj. po konsolidacji

Pozostałe objaśnienia w tekście

Fig. 5. Conceptual model for the calculations of the consolidation coefficient: **A.** Scheme of the initial peat-bog architecture, i.e. before consolidation; **B.** Scheme of the present-day lignite-seam architecture, i.e. after consolidation

For further explanations, see in text

1. Powierzchnia torfowiska, a później pokładu węglowego nie uległy erozji postsedymentacyjnej.

2. Torfowisko/pokład węglowy nie podlegały deformacjom wewnętrznym – tektonicznym i zewnętrznym – glacitektonicznym po zakończeniu sedymentacji organicznej.

3. Współczynnik konsolidacji torfu w obrębie pokładu węglowego jest stały, o ile nie ma tam przerostów mineralnych.

Współczynnik konsolidacji torfu dla pokładu węgla brunatnego jest obliczony pośrednio, poprzez określenie najpierw rzędnej powierzchni torfowiska w chwili zakończenia przyrostu masy roślinnej. Natomiast rzędna torfowiska Z jest wyznaczona za pomocą średniej wysokości Z' najwyższej położonych, w skrajnych na przekroju otworach, wystąpień węgla brunatnego oraz za pomocą orientacyjnego współczynnika konsolidacji Wk' w otworze zlokalizowanym pomiędzy skrajnymi otworami (ryc. 5). Wk' nie uwzględnia jeszcze konsolidacji we wspomnianych skrajnych otworach z cienkimi warstwami węgla. Wartości Z' i Wk' można obliczyć na podstawie wzorów:

$$Z' = 0,5 \times (St_1 + St_3)$$

$$Wk' = (Z' - Sp_2) / (St_2 - Sp_2),$$

gdzie: St_1, St_2, St_3 – rzędne stropu węgla wyrażone w m n.p.m.; Sp_1, Sp_2, Sp_3 – rzędne spągu węgla wyrażone w m n.p.m. (ryc. 5).

Należy uwzględnić również konsolidację cienkich warstw węgla w skrajnych otworach, którą wcześniej pominięto. Wyjściową grubość torfu w tych skrajnych otworach wyznaczyć można poprzez pomnożenie miąższości węgla we wspomnianych otworach przez Wk' . Uzyskane miąższości trzeba dodać do rzędnych spągu węgla. Uśrednione grubości torfu pozwolą wyznaczyć średnią rzędną powierzchni torfowiska Z (ryc. 5). Wartość Z można obliczyć na podstawie wzoru:

$$Z = 0,5 \times \{[Sp_1 + (St_1 - Sp_1) \times Wk'] + [Sp_3 + (St_3 - Sp_3) \times Wk']\}.$$

W ten sposób znane są już wszystkie dane potrzebne do wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfu Wk . Jego wartość, w otworze położonym między skrajnymi otworami, można obliczyć na podstawie wzoru:

$$Wk = (Z - Sp_2) / (St_2 - Sp_2).$$

Omawianą metodę przetestowano na przykładzie dwóch różnych stratygraficznie pokładów węgla brunatnego we E Wielkopolsce, tj.: I środkowopolskiego w złożu Pątnów IV i II łuzycyckiego w złożu Lubstów. Uzyskane wyniki współczynnika konsolidacji torfu wynoszą 1,96 dla pokładu węgla brunatnego z Pątnowa IV i 2,34 dla pokładu z Lubstowa (Widera 2002a).

Względny błąd wyliczonego współczynnika konsolidacji torfu dla obu pokładów węgla brunatnego jest znacznie mniejszy niż powszechnie przyjmowany 5-procentowy poziom istotności (Krawczyk, Słomka 1986). Podstawową zaletą proponowanej metody jest jej prostota, a największą jej wadą – pracochłonność. Jednakże należy podkreślić, iż wyniki wcześniejszych badań informowały raczej o kompaktacji wybranych makroszczałków roślinnych niż o konsolidacji całej masy torfowej, a w konsekwencji nie dawały zadowalających rezultatów. Natomiast metoda Hagera i in. (1981) nie mogła być zastosowana w przypadku większości polskich złóż węgla brunatnego. Ograniczenia wynikają z faktu, że węgle brunatne w Polsce tylko wyjątkowo zazębiają się z osadami morskimi, jak to ma miejsce w rowie Dolnego Renu (Hager i in. 1981). Dlatego trudne, wręcz niemożliwe jest skorelowanie węgla brunatnych z równowiekowymi osadami mineralnymi, na czym bazuje wspomniana metoda.

Proponowana metoda posłuży do wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfu dla pokładów węgla brunatnego z innych złóż E Wielkopolski. Uzyskane wyniki zostaną również wykorzystane, poprzez analogię, w analizie paleotektonicznej obszarów złóż węgla brunatnego w W części Wielkopolski.



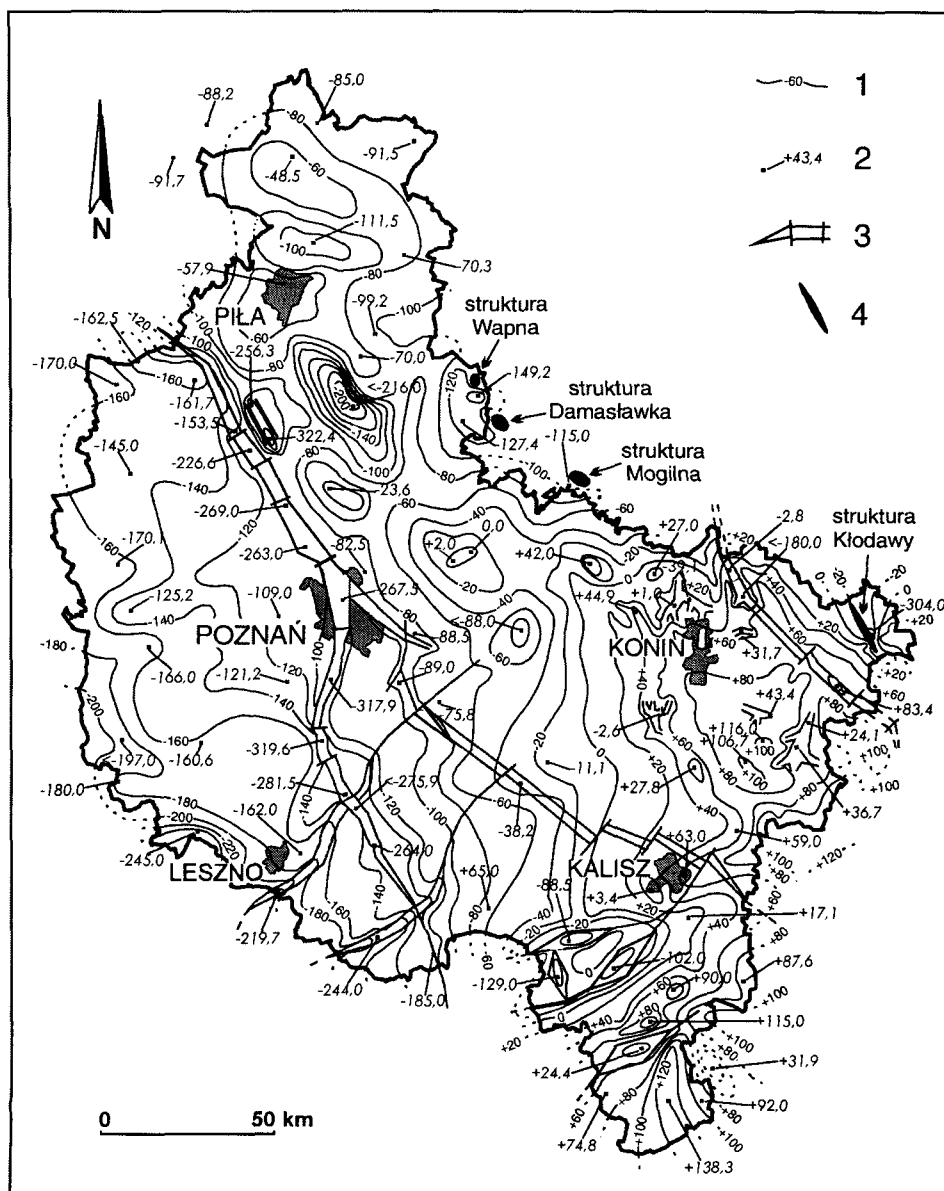
ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ PODŁOŻA KENOZOIKU

Charakterystyka geologiczna powierzchni spągowej kenozoiku jest bardzo ważna dla dalszych rozważań nad problematyką litostratygraficzną i paleotektoniczną. W paleorzeźbie podkenozoicznej zapisany jest wypadkowy efekt wszystkich późniejszych procesów diastroficznych, głównie tektonicznych. Z kolei mobilność podłoża wywierała decydujący wpływ na wykształcenie litologiczne i miąższościowe osadów kenozoicznych. Natomiast powierzchnia stropowa – podplejstocieńska była przekształcana głównie w wyniku działalności plejstocieńskich lądolodów i ich wód roztopowych. Dlatego ukształtowanie tej paleopowierzchni nie będzie poddane analizie, gdyż wykracza poza ramy czasowe przyjęte w tej pracy.

Ze względu na postawione przed tą pracą cele badawcze najistotniejsze znaczenie dla ich osiągnięcia mają przedkenozoiczny rozwój tektoniczny i paleorzeźba powierzchni podkenozoicznej. Stąd przybliżenie przedkenozoicznej ewolucji paleotektonicznej obszaru Wielkopolski, zwłaszcza głównych stref dyslokacyjnych, wydaje się być kluczem dla zrozumienia późniejszych – kenozoicznych procesów diastroficznych.

1. PALEORZEŹBA

Powierzchnia podkenozoiczna na obszarze Wielkopolski cechuje się denivelacjami przekraczającymi 460 m (ryc. 6). Najwyżej położony punkt zlokalizowany jest w najbardziej SE części Wielkopolski (powiat kępiński) i osiąga rzędną 138,3 m n.p.m. w otworze Jankowy 94/85. Natomiast najniżej położony punkt spągu kenozoiku występuje w N części Wielkopolski (powiat czarnkowsko-trzcianiecki) i osiąga rzędną 322,4 m p.p.m. w otworze Krosin 6/63. Strop mezozoiku, oprócz 4 struktur z cechsztyńskimi solami, tj. struktur solnych: Wapna i Kłodawy oraz Damasławka i Mogilna (poza Wielkopolską), generalnie zapada w kierunku W i SW. Niemniej jednak



Ryc. 6. Mapa strukturalna spągu kenozoiku w Wielkopolsce

1 – izohipsy z rzędniemi względem poziomu morza, 2 – niektóre otwory wiertnicze dokumentujące analizowaną paleopowierzchnię z rzędniemi względem poziomu morza, 3 – zarys stref dyslokacyjnych i rowów, 4 – struktury solne

Fig. 6. Structural map of the Cenozoic base in Wielkopolska

1 – isohypses with the ordinate in relation to sea level, 2 – some boreholes documented the analysed paleosurface with the ordinate in relation to sea level, 3 – outline of dislocation zones and grabens, 4 – salt structures

w hipsometrii omawianej paleopowierzchni łatwo można dostrzec zarówno elewacje, jak i depresje.

Najrozległejsze obszary wyniesione występują: około 60 km na S od Kalisza w okolicach Kępna, w otoczeniu Konina i Turku – elewacja konińska (Krygowski 1952; Widera 1997a, b, 1998), około 50 km na E od Poznania w okolicy Gniezna – struktura Kłęcka (Dadlez, Marek 1974), około 40 km na N od Poznania – struktura Obornik-Rogoźna (Stemulak 1959), w otoczeniu Piły oraz około 30 km na N od Piły w okolicy Złotowa (Jaskowiak-Schoeneichowa 1981). Natomiast najwyraźniej zaznaczające się obszary obniżone występują: około 50 km na E od Poznania w otoczeniu Wrześni (Walkiewicz 1984), około 50 km na S od Piły w okolicach Boruszyna i Krosina (Dzierżek 1997), około 40 km na SE od Piły w okolicach Budzyna oraz około 10 km na N od Piły w okolicy Skórki (ryc. 6).

Wszystkie z wymienionych obszarów tworzą tzw. paleoformy zamknięte, o mniej lub bardziej izometrycznych kształtach (Kotański 1990). Warto dodać, że ich przyjmowane zarysy są wynikiem interpolacji często między nielicznymi, a nawet pojedynczymi otworami. Wyjątek stanowią okolice Konina i Turku, gdzie podłoże podkenozoiczne nawiercono w blisko 2000 otworach wiertniczych (Widera 1997b, 1998). Dlatego kształt większości z omawianych morfostruktur, wykreślonych dla powierzchni podkenozoicznej, należy traktować jako przypuszczalny (ryc. 6). Dostarczają one jednak istotnych danych na temat bardzo zróżnicowanej ewolucji paleotektonicznej obszaru Wielkopolski.

Najważniejsze, najbardziej charakterystyczne i najlepiej poznane negatywne elementy w paleoreliefie stropu mezozoiku są wąskie (1–5 km), o zmiennej długości (od kilku do prawie 200 km) i dużej względnej głębokości (od kilkunastu do blisko 240 m). Najdłuższa strefa paleoobniżeń przebiega w przybliżeniu południkowo przez Poznań i ma długość około 190 km i maksymalną głębokość przekraczającą nieznacznie 200 m – okolice Mosiny na S od Poznania (Walkiewicz 1968, 1984; Widera, Cepińska 2003). Dobrze widoczne są też dwie odnogi od głównej wielkopolskiej strefy paleoobniżeń, tj. okolice Leszna i Rawicza (Piwocki 1975; Walkiewicz 1984). Najgłębsze paleoobniżenie stropu mezozoiku, o charakterze rowu tektonicznego, znajduje się około 20 km na NE od Konina w okolicy Lubstowa. Jego względna głębokość sięga 240 m (Widera 1998, 2000b). Poza tym na mapie hipsometrycznej spągu kenozoiku zaznaczono kilkanaście negatywnych paleoform, o niewielkich rozmiarach, ale względnie głębokich. Najwięcej takich obniżeń występuje w okolicach Konina i Turku oraz na W i S od Kalisza, w okolicach Ostrowa Wielkopolskiego i Kępna (Kasiński 1984, 2004; Piwocki 1991; Widera 1998, 2004).

Najgłębsze obniżenie powierzchni podkenozoicznej odnotowano nad strukturą solną Kłodawy (ryc. 6). Różnica w rzędnych zalegania spągu kenozoiku wynosi 300,0 m. Nie można jednak genezy tego paleoobniżenia łączyć z tektoniką, a raczej z subrozją w rozumieniu m.in.: J. Głazka i T. Zapaśnika (1980), L. Wysokińskiego i T. Zapaśnika (1984) oraz J. Głazka (1989).

2. PALEOTEKTONIKA

Relief stropu mezozoiku został ostatecznie ukształtowany w kenozoiku (ryc. 6). Jednakże wiele negatywnych paleoform pokrywa się z przebiegiem głównych przedkenozoicznych stref dyslokacyjnych. Wśród nich wymienić trzeba 4 walne strefy dyslokacyjne: Poznań-Oleśnica (SDP-O), Poznań-Szamotuły (SDP-Sz), Poznań-Kalisz (SDP-K) i Gopło-Ponętów-Pabianice (SDG-P-P). Pewne fragmenty wymienionych stref i obszarów położonych między nimi były aktywne również w kenozoiku. W tej pracy wyróżniono 21 negatywnych morfostruktur, które mają cechy rowów tektonicznych (ryc. 7). Ich kenozoiczna ewolucja zostanie szczegółowo omówiona w dalszej części pracy. Natomiast poniżej zestawiono, w sposób możliwie syntetyczny, dotychczasowe poglądy na temat przedkenozoicznego rozwoju paleotektonicznego obszaru Wielkopolski na tle ewolucji głównych stref dyslokacyjnych.

Strefa dyslokacyjna Poznań-Oleśnica (SDP-O) wraz ze strefą dyslokacyjną Poznań-Szamotuły (SDP-Sz) stanowi środkowy odcinek lineamentu Koszalin-Nysa (Karnkowski 1979). Przebieg SDP-O wyznaczają następujące miejscowości: Poznań, Mosina, Czempin, Krzywiń, Gostyń i Oleśnica. Długość SDP-O wynosi około 150 km, a jej szerokość waha się w przedziale od 1 do 3 km (ryc. 7).

SDP-O była aktywna tektonicznie już we wczesnym permie, co przejawia się w skokowo zmieniającej się miąższości czerwonego spągowca na jej skrzydłach (Karnkowski 1977, 1980). W okresie permskim strukturami paleotektonicznymi wywierającymi decydujący wpływ na tempo akumulacji, na obszarze W Wielkopolski, były: SDP-O, wał wolsztyński, wyniesienie Lwówka, wyniesienie Rokietnicy i strefa dyslokacyjna Poznań-Kalisz (Grocholski 1976, 1991). Natomiast Karnkowski (1980) udowodnił, że w permie i mezozoiku SDP-O miała cechy regionalnego uskoku nożycowego. Największą aktywność tektoniczną omawiana strefa dyslokacyjna wykazywała w triasie (Karnkowski 1980).

Genezę SDP-O wyjaśniono głównie na podstawie danych z głębokich wierceń i kartowania powierzchni podkenozoicznej w okolicach Krzywinia i Janowa koło Rawicza (Deczkowski, Gajewska 1977, 1980). Według Deczkowskiego i Gajewskiej (1977, 1980) SDP-O powstała w warunkach tensji

horyzontalnej w skałach mezozoicznych. W wyniku rozciągania warstw przypowierzchniowych powstały pęknięcia, zbiegające się w osadach cechsztynu, które w przekroju mają kształt klina. Należy dodać, że obecność głębokich stref rozłamowych, sięgających nieciągłości Moho, stwierdzono metodami głębokiej seismiki refleksyjnej (Guterch, Grad 1996, 2000; Młynarski i in. 2000). Jeden z takich głębokich rozłamów, zwany dyslokacją Dolska, przebiega w podłożu SDP-O (Grocholski 1976, 1984, 1991). Bloki mezozoicznych skał rozpadały się na mniejsze elementy, ulegając nierównomiernemu pogrążaniu. Wzajemne ruchy zapadających się bloków powodowały nieznaczne zaburzenia osadów w ich dolnych częściach w warunkach kompresji horyzontalnej. Początek tworzenia się rowów w SDP-O przypada na przełom kajpru i retyku, tj. fazę starokimeryjską, a ich czas rozwoju to retyk i lias, stąd nazwa rowy retycko-liasowe (Deczkowski, Gajewska 1977, 1980). Natomiast Karnkowski (1980) stadium inicjalne powstania SDP-O wiąże ze wczesnopermską aktywnością tektoniczną, czyli fazą saalską, co przejawia się w zmianach miąższości osadów czerwonego spągowca. Następnie – od cechsztynu po wapień muszlowy i częściowo kajper – SDP-O ulegała subsydencji wraz z obszarami otaczającymi w wyniku ruchów epejrogenicznych, bez przejawów tektoniki blokowej. Dopiero na przełomie kajpru i retyku, tj. w fazie starokimeryjskiej, ożywienie tektoniki blokowej spowodowało powstanie rowu tektonicznego, co wyraża się ponad 2-krotnym wzrostem miąższości osadów retyku i liasu w porównaniu z przeciętną dla obszaru Wielkopolski (Karnkowski 1977, 1980).

Przez pozostałą część mezozoiku SDP-O ulegała na przemian równomiernemu pogrążaniu i wynoszeniu zbliżonemu do obszarów otaczających (Karnkowski 1980). W fazie młodokimeryjskiej, na przełomie jury i kredy, doszło do odmłodzenia starszych dyslokacji. Z ruchami tektonicznymi fazy młodokimeryjskiej Deczkowski i Gajewska (1980) łączą powstanie bocznych odgałęzień SDP-O i SDP-K, a więc rowów mezozoicznych: Chróściny-Nowej Wsi, Chobieni-Rawicza, Sulmierzyc, Sieroszewic, Uciechowa i Kępna (ryc. 7). Wiek powstania niektórych z wymienionych rowów dokumentuje m.in. zaleganie kredy górnej na utworach kajpru w rowie Chobieni-Rawicza (Piwocki 1975; Deczkowski, Gajewska 1980) czy też kredy górnej na utworach jury dolnej i środkowej w rowie Sulmierzyc (Deczkowski, Gajewska 1977, 1980). Podane przykłady nie precyzują jednak dokładnie czasu powstania omawianych rowów, gdyż mogły one powstać między jurą środkową a późną kredą. Odmienny pogląd na temat powstania późnomezozoicznych rowów tektonicznych wyraził Pożaryski (1970). Autor ten szczególną rolę przypisuje ruchom diastroficznym fazy subhercyńskiej z przełomu wczesnej i późnej kredy.

Kolejny etap ewolucji SDP-O i rowów z nią stowarzyszonych przypada na fazę laramijską, tj. przełom kredy i trzeciorzędu. W warunkach regional-

nej kompresji horyzontalnej niektóre fragmenty SDP-O zostały wypiętrzone, tworząc struktury wachlarzowe, a następnie zerodowane. Pionowe wyniesienie poszczególnych bloków sięgało od kilkudziesięciu do kilkuset metrów (Deczkowski, Gajewska 1977, 1980; Karnkowski 1980). Mezozoiczny rozwój SDP-O kończy jej wyniesienie oraz erozja stropowych warstw mezozoiku.

Strefa dyslokacyjna Poznań-Szamotuły (SDP-Sz) jest fragmentem lineamentu Koszalin-Nysa (Karnkowski 1979). Według innych opinii SDP-Sz, zwana ciągiem rowów Szamotuły-Drawno, może być kontynuacją SDP-K (Kwolek 2000). W takim ujęciu SDP-Sz stanowiłaby NW przedłużenie lineamentu Poznań-Rzeszów (Pożaryski 1971). SDP-Sz przebiega w podłożu SW skrzydła struktury Szamotuł-Obornik (Stemulak 1959), zwanej obecnie elewacją obornicką (Pożaryski 1969). Jednak NW część elewacji obornickiej, tzw. struktura Obornik, wydaje się być młodszym elementem tektonicznym. Przebieg SDP-Sz wyznaczają miejscowości: Poznań, Rokietnica, Szamotuły, Obrzycko, Wielen. Jej długość w granicach Wielkopolski wynosi około 80 km. Natomiast szerokości SDP-Sz waha się w przedziale od 2 do 5 km (ryc. 7).

Mezozoiczny rozwój tektoniczny SDP-Sz, pomimo gęstej sieci profilów sejsmicznych oraz licznych płytkich otworów wiertniczych, nie został dotychczas wnikliwie zbadany. Przyjmując za Karnkowskim (1980), że SDP-Sz jest przedłużeniem uskoku nożycowego, jaki tworzyła SDP-O, można wnioskować o wczesnopermskiej aktywności tektonicznej strefy. Jednakże skomplikowana budowa geologiczna struktury Szamotuł, stanowiącej SE odcinek SDP-Sz, wskazuje na jej poligenetyczność.

Stemulak (1959) genezę struktury Szamotuł tłumaczy tektoniką solną. Za taką interpretacją przemawiają rezultaty profilowań sejsmicznych, ukazujące wysoko wyniesiony strop cechsztynu (Stemulak 1969; Dadlez, Marek 1974; Młynarski i in. 2000). Dodatkową przesłanką jest również bliskie sąsiedztwo wysadów solnych oraz źródła solanek na linii Oborniki-Pyzdry (Dąbrowski, Karaszewski 1957). Stemulak (1959) zauważa trójdzielność omawianej struktury. Część NW i środkowa wykazują prostą antyklinalną budowę, natomiast część SE charakteryzuje się budową blokową (Stemulak 1959). Z kolei Dadlez i Marek (1974) w linii przebiegu SDP-Sz wyznaczają grzebienie solne. Można przyjąć, że mezozoiczny rozwój struktury solnej Szamotuł rozpoczął się w późnym triasie i przebiegał z różną intensywnością (Dadlez, Marek 1969, 1974). Wiercenia i badania sejsmiczne dowodzą, że omawiana struktura podlegała okresowo względnemu wynoszeniu lub obniżaniu w stosunku do obszarów otaczających (Znosko 1957; Sokołowski 1966; Krzywiec i in. 1999; Ratajczak 2000). Stwierdzono przyrosty miąższości osadów jury górnej i kredy dolnej w osi struktury Szamotuł, co może świad-

czyć o tym, że okresowo miała ona charakter rowu tektonicznego (Dadlez, Marek 1974).

Inaczej należy tłumaczyć genezę SE fragmentu struktury Szamotuł, gdzie bloki jury środkowej kontaktują się ze skałami jury górnej wzdłuż uskoków odwróconych (Stemulak 1959). Także układ strukturalny bloków skał mezozoicznych świadczy o warunkach kompresji horyzontalnej w warstwach przypowierzchniowych (Deczkowski, Gajewska 1980). Stemulak (1959) uważa, że granicę między SDP-O i SDP-Sz należy poprowadzić około 5 km na S od linii Szamotuły-Oborniki. Natomiast w tej pracy granicę tę poprowadzono na N od Poznania, między kenozoicznymi rowami Naramowic i Szamotuł (ryc. 7). Postąpiono tak, by nie dzielić kenozoicznego rowu Szamotuł pomiędzy dwie permsko-mezozoiczne walne strefy dyslokacyjne. Również inni badacze rów Szamotuł w całości włączają do SDP-Sz (Deczkowski, Gajewska 1980; Kasiński 1984; Kwolek 2000).

Strefa dyslokacyjna Poznań-Kalisz (SDP-K) jest zachodnim fragmentem lineamentu Poznań-Rzeszów (Pożaryski 1971). Według Kwolka (2000) przedłużeniem SDP-K w kierunku NW może być SDP-Sz. Przebieg SDP-K wyznaczają takie miejscowości, jak: Poznań, Swarzędz, Jarocin, Kalisz oraz Bełchatów. Długość SDP-K, w granicach Wielkopolski, wynosi około 140 km, a szerokość 2–4 km (ryc. 7).

SDP-K posiada lepszą, w porównaniu z SDP-O i SDP-Sz, dokumentację permsko-mezozoicznej aktywności tektonicznej w postaci sejsmiki: magnetycznej, grawimetrycznej, refrakcyjnej i refleksyjnej (Tarnowski 1977) oraz licznych wierceń (Wolnowski 1984; Kwolek 2000). Dobre rozpoznanie budowy geologicznej SDP-K związane jest z odkryciami gazu ziemnego w czerwonym spągowcu w okolicach Klęki, Jarocina i Solca.

SDP-K stanowiła zrąb tektoniczny już w czerwonym spągowcu, tj. w fazie saalskiej (Wolnowski 1984). Autor ten dowodzi, że strefa Klęka-Jarocin ulegała następnie podnoszeniu w cechsztynie i pstrym piaskowcu. Od wapienia muszlowego następuje inwersja ruchu i strefa ta zaczęła się pogrążyć szybciej niż tereny otaczające. Według Wolnowskiego (1984) średnie tempo wynoszenia na omawianym odcinku SDP-K wynosiło 10,4–19,6 m/mln lat, średnie tempo obniżania zaś wahało się w przedziale od 5,0 do 10,2 m/mln lat.

Do niedawna większość badaczy początek formowania się mezozoicznych rowów w SDP-K określała na schyłek kajpru (Deczkowski, Gajewska 1977, 1980; Karnkowski 1980; Knieszner i in. 1983; Dadlez i in. 1995). W opinii wymienionych badaczy zasadniczy okres rozwoju rowów w SDP-K miał miejsce w retyku i liasie, stąd nazwa rowy retycko-liasowe.

Odmienne od przedstawionych wyżej poglądy na temat mezozoicznych ruchów tektonicznych w SDP-K wyraził Kwolek (2000). Początek formowania się rowów mezozoicznych w tej strefie prawdopodobnie miał miejsce już

w dolnym kajprze, a niewątpliwie w dolnej serii gipsowej, czyli w fazie labińskiej (przełom kajper dolny/górny) i był kontynuowany w piaskowcu trzcinowym. Następnie, w górnej serii gipsowej i w retyku, tempo subsydencji w strefie rowów i poza nią było wyrównane. Końcowy mezozoiczny etap rozwoju rowów w SDP-K nastąpił na przełomie retyku i liasu, tj. w fazie starokimeryjskiej, i trwał do schyłku liasu (Kwolek 2000).

Wyniki badań Kwołka (2000) dowodzą, że rozwój paleotektoniczny SDP-K rozpoczął się w fazie labińskiej, a nie w fazie starokimeryjskiej, tzn. co najmniej 30 mln lat wcześniej niż dotychczas uważano. Ponadto, okazało się, że retyk był czasem względnego spokoju tektonicznego w tej strefie, czyli nazwa rowy retycko-liasowe nie jest zupełnie poprawna.

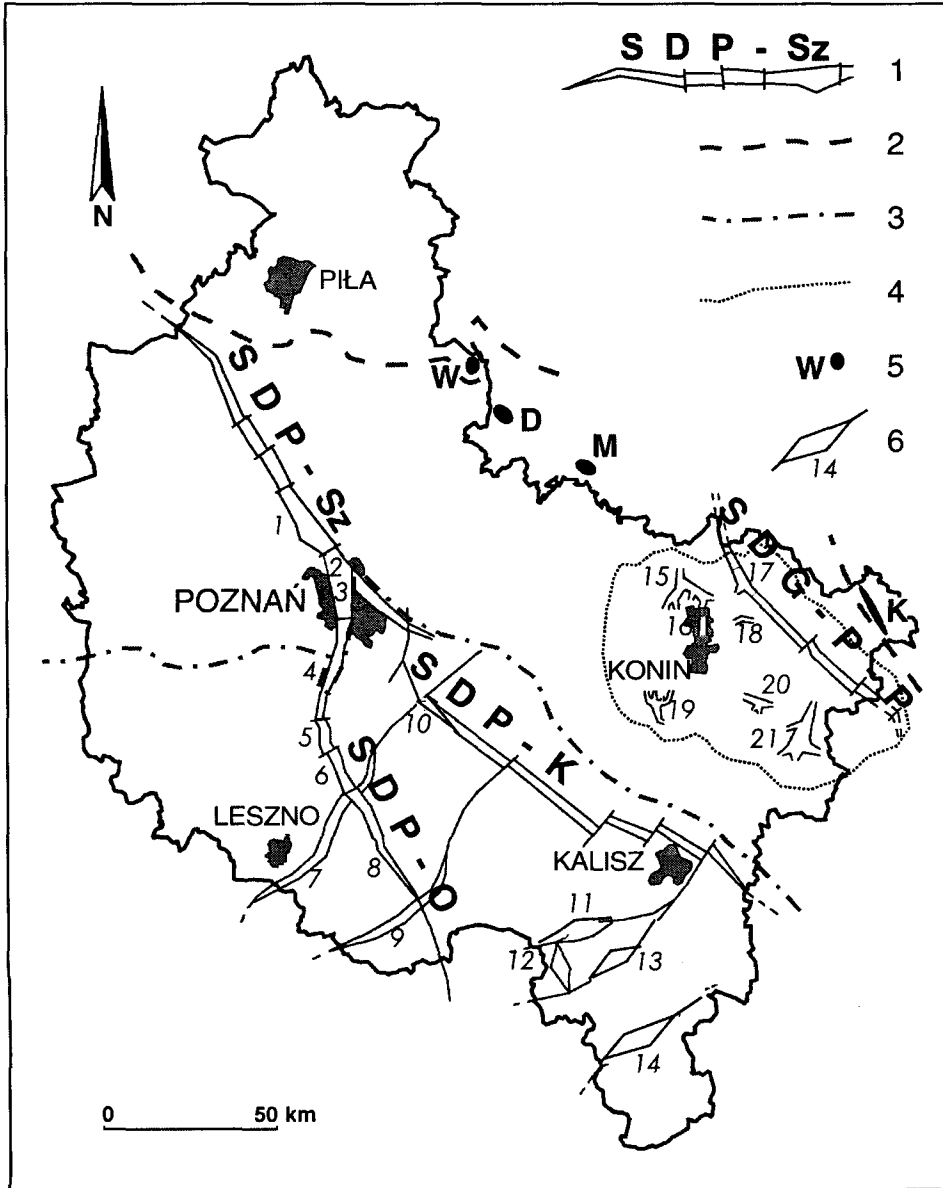
Strefa dyslokacyjna Gopło-Ponętów-Pabianice (SDG-P-P) była bardzo ważnym elementem paleotektonicznym E Wielkopolski w mezozoiku, a nawet w kenozoiku. Wzdłuż SDG-P-P prowadzi się granicę między obszarami o różnym zaangażowaniu tektoniki solnej. Na SW od SDG-P-P występują poduszki solne, natomiast w kierunku NE oraz w SDG-P-P pojawiają się diapiry i wysady solne (Dadlez, Marek 1969, 1974; Marek 1977). SDG-P-P wyznacza także granicę pomiędzy okresowo wynoszoną paleoformą późnotriasowo-wczesnojurską, tj. garbem wielkopolskim na SW a podlegającą szybkiej subsydencji tzw. bruzdą kutnowską na NE (Dadlez, Marek 1969, 1974; Marek 1977; Widera 1997a).

SDG-P-P wyznaczają trzy struktury solne: Gopła, Ponętowa i Wartkowic. Strefa ta zbiega się w okolicach Pabianic ze strefą dyslokacyjną Izbica-Kłodawa-Łęczycza z wysadami solnymi w Izbicy i Kłodawie. W granicach Wielkopolski znajduje się środkowy fragment SDG-P-P, tj. SE część struktury Gopła, struktura Ponętowa i NW część struktury Wartkowic. Długość całej strefy SDG-P-P wynosi około 140 km, natomiast jej szerokość mieści się w przedziale od 3 do 5 km (ryc. 7).

SDG-P-P założona jest na podpermskim głębokim rozłamie skorupy ziemskiej (Marek 1977). Sole cechsztyńskie wyniesione są około 2 km ponad otoczenie i częściowo przebijają osady triasu. Zauważalne są nieznaczne różnice miąższości młodszych oddziałów jury i kredy dolnej, a jednocześnie ponad 2-krotny wzrost miąższości kredy górnej w otoczeniu SDG-P-P (Dadlez, Marek 1974; Marek 1977; Widera 1997a; Leszczyński 2000). Gwałtowne zmiany miąższości triasu, jury i kredy, pokrywające się z przebiegiem SDG-P-P, zdaniem Dadleza i Marka (1969, 1974), były wywołane przez tektonikę podłoża podcechsztyńskiego. Według tych autorów, od kajpru dodatkowy wpływ wywierała także halotektonika, której rola wzrastała w różnych fazach orogenezy alpejskiej, a przede wszystkim w fazie laramijskiej.

Analiza przekrojów sejsmicznych i geologicznych oraz map miąższościowych pozwala stwierdzić, że SDG-P-P w mezozoiku stanowiła okresowo

stopień lub zrąb tektoniczny. O istnieniu stopnia tektonicznego można już mówić w środkowym pstrym piaskowcu (Marek 1977). W fazie starokime-
ryjskiej, rozpoczętej w najwyższym kajprze, dochodzi do nakładania się
tektoniki solnej i tektoniki głębszego podłoża, co przejawia się w ponad



2-krotnym wzroście miąższości kajpru po obu stronach SDG-P-P (Marek 1977). Podobna sytuacja zaistniała także w późnej kredzie (Leszczyński 2000). Przedstawione przykłady pozwalają wyrazić opinię, że m.in. w najwyższym kajprze i w późnej kredzie SDG-P-P stanowiła zrąb tektoniczny o złożonej genezie.

3. STRATYGRAFIA

Najstarszymi osadami występującymi na powierzchni podkenozoicznej są skały cechsztyńskie, z których zbudowane są wysady solne (ryc. 6, 7). Dla uściślenia trzeba dodać, że stropowe części tych struktur tworzą tzw. czapy wysadów, które powstawały w mezozoiku oraz kenozoiku (Sokołowski 1966; Krzywiec i in. 1999; Ratajczak 2000). Zatem, wieku cechsztyńskiego są tylko ewaporaty, z których w późniejszym czasie powstały osady czap gipsowo-anhydrytowo-iłowych.

Wśród najstarszych skał mezozoicznych wymienić należy osady środkowego i górnego pstręgo piaskowca, które występują tylko w osiowej części rowu Uciechowa (ryc. 7). W ich otoczeniu znajdują się podkenozoiczne wychodnie wapienia muszlowego (Sokołowski 1975). Skały wapienia muszlowego nawiercono także w rowie Chobieni-Rawicza i jego bliskim otoczeniu (Piwocki 1975; Deczkowski i in. 1978; Walkiewicz 1984).

Młodsze osady triasu, tj. kajpru i retyku, oraz jury dolnej, środkowej i górnej układają się na monoklinie przedsudeckiej w dość regularne pasy (Deczkowski i in. 1978; Dadlez 1980, Grocholski 1991; Dadlez i in. 2000). Granice wychodni tych skał mają przebieg zbliżony do NW-SE. Z kolei na



Ryc. 7. Lokalizacja struktur tektonicznych stwierdzonych w spągu kenozoiku w Wielkopolsce

1 - strefy dyslokacyjne: SDP-Sz - Poznań-Szamotuły, SDP-O - Poznań-Oleśnica, SDP-P - Poznań-Kalisz; 2 - granica między wałem śródpolskim a obniżeniem szczecińsko-łódzko-miechowskim; 3 - granica między obniżeniem szczecińsko-łódzko-miechowskim a monokliną przedsudecką; 4 - zarys elewacji konińskiej; 5 - struktury solne: W - Wapna, D - Damasławka, M - Mogilna, K - Kłodawy; 6 - rowy: 1 - Szamotuły, 2 - Naramowice, 3 - Miasta Poznania, 4 - Mosiny, 5 - Czempinia, 6 - Krzywinia, 7 - Chróściny-Nowej Wsi, 8 - Gostynia, 9 - Chobieni-Rawicza, 10 - Młodzikowa-Czarnotek, 11 - Sulmierzyc, 12 - Uciechowa, 13 - Sieroszewice, 14 - Kępna, 15 - Kleczewa, 16 - Niesłusza-Gosławic, 17 - Lubstowa, 18 - Bilczewa-Drzewce, 19 - Piasków, 20 - Władysławowa, 21 - Adamowa

Fig. 7. Location of the tectonic structures in the Cenozoic base in Wielkopolska

1 - dislocation zones: SDP-Sz - Poznań-Szamotuły, SDP-O - Poznań-Oleśnica, SDP-P - Poznań-Kalisz; 2 - limit between the Mid-Polish Swell and the Szczecin-Łódź-Miechów Trough; 3 - border between the Szczecin-Łódź-Miechów Trough and the Fore-Sudetic Monocline; 4 - outline of the Konin Elevation; 5 - salt structures: W - Wapno, D - Damasławek, M - Mogilno, K - Kłodawa; 6 - Grabens: 1 - Szamotuły, 2 - Naramowice, 3 - City of Poznań, 4 - Mosina, 5 - Czempin, 6 - Krzywin, 7 - Chróścina-Nowa Wieś, 8 - Gostyn, 9 - Chobienia-Rawicz, 10 - Młodzikowo-Czarnotki, 11 - Sulmierzyce, 12 - Uciechów, 13 - Sieroszewice, 14 - Kępno, 15 - Kleczew, 16 - Niesłusza-Gosławice, 17 - Lubstów, 18 - Bilczew-Drzewce, 19 - Piaski, 20 - Władysławów, 21 - Adamów

wale pomorskim wartym odnotowania wydaje się stwierdzenie podkenozoicznych wychodni kajpru na N od Piły w okolicy Złotowa (ryc. 6, 7). Na tej antyklinalnej formie występują osady coraz młodszych pięter jury (Dadlez 1980). Ponadto, utwory kajpru oraz jury dolnej i górnej stwierdzono w otoczeniu struktury solnej Kłodawy (Poborski 1957; Dadlez, Marek 1974; Marek 1977; Leszczyński 2000; Dadlez i in. 2000). Natomiast w otoczeniu struktury solnej Wapna występują skały wieku późnojurajskiego (Cimaśzewski 1964; Ratajczak 2000).

Pozostałą część podkenozoicznej powierzchni wielkopolskich fragmentów niecki mogileńsko-łódzkiej i niecki szczecińskiej obejmują osady wieku kredowego (ryc. 7). Wśród nich dominują skały górnokredowe, a dolnokredowe cechują się jedynie wąskimi wychodniami (Dadlez, Marek 1974; Marek 1977; Deczkowski i in. 1978; Jaskowiak-Schoeneichowa 1979; Jaskowiak-Schoeneichowa 1981; Dadlez 1980; Grocholski 1991; Dadlez i in. 2000). Należy zaznaczyć, że wzdłuż przebiegu SDP-Sz, w otoczeniu skał kredowych występują skały jurajskie. Podobnie około 40 km na N od Poznania, na tzw. strukturze Obornik-Rogoźna, w stropie mezozoiku odsłaniają się skały jury środkowej i górnej (Stemulak 1959; Jaskowiak-Schoeneichowa 1979; Jaskowiak-Schoeneichowa 1981).

Dla rekonstrukcji paleotektonicznej obszaru Wielkopolski niezwykle ważne jest wyspowe występowanie osadów górnokredowych w otoczeniu skał jurajskich, a nawet triasowych. Przykładami lokalnych wystąpień kredy górnej na obszarze monokliny przedsudeckiej są rowy Sulmierzyc i Chobieni-Rawicza (ryc. 7). Jednakże trudno jest dopatrywać się zależności między stratygrafią i litologią a rzeźbą stropu mezozoiku na obszarze Wielkopolski. Dlatego jako główny czynnik morfotwórczy, kształtujący powierzchnię podkenozoiczną, należy wskazać procesy tektoniczne.

IV

LITOSTRATYGRAFIA

1. PALEOGEN

1.1. Schemat litostratygraficzny paleogenu centralnej części Nizy Polskiego

W paleoynie Nizy Polskiego wyr3nna si3 liczne nieformalne jednostki litostratygraficzne w randze formacji. Nawi3zuj3 one nazewnictwem do pierwszego pe3nego schematu zaproponowanego przez Ciuka (1974), a nast3pnie zweryfikowanego i uproszczonego przez Piwockiego (2001, 2004a).

Ca3y paleocen i wi3ksz3 cz333 eocenu obejmuje luka stratygraficzna (ryc. 8). Nale3y pami3333, i3 chodzi o osady poznane g33wnie na podstawie wierce3. Nie mo3na wi3c wykluczy3 wyst3powania starszego paleogenu na obszarze Wielkopolski. W szczeg333no3ci trudny do okre3lenia jest wiek zwi3szcza zwi3trzelin, powszechnie uwa3anych za paleoge3skie (Ciuk 1980, 1991). Warto podkre3li33 r3wnie3 fakt, że wi3kszo333 omawianych osad3w nie by3a badana albo jest niema biostratygraficznie. Poza tym, w bliskim s3siedztwie obszaru bada3n wyst3puj3 osady zaliczane do g33rnoeoce3skich formacji pomorskiej lub j3rzmanowickiej, np. w okolicy: G33bic, Szaszorowic i Miechowa – woj. dolno3333skie (Odrzywolska-Bie3kowska 1975; Ciuk 1977) oraz Izbicy Kujawskiej i Mogilna – woj. kujawsko-pomorskie (Po3aryski 1953; Odrzywolska-Bie3kowska 1966; Cimaszewski 1960; Soko3owski 1966; Marek 1977).

Jedynym miejscem w Wielkopolsce, gdzie wyr3nna si3 osady g33rnoeoce3skiej formacji j3rzmanowickiej – odpowiednik formacji pomorskiej, jest otoczenie struktury solnej Damas3awka (Piwocki 2004a). Za tak3 korelacj3 przemawia charakterystyczny inwentarz mikrofauny otwornicowej – numulit3w (Cimaszewski 1960, 1964; Olempska 1973).

W podziale litostratygraficznym paleogenu Wielkopolski, pomimo wy3ej zasygnalizowanych w33tpliwo3ci, wyr3nna si3 tradycyjnie 4 formacje: mosi33333 doln3, czempi33333, mosi33333 g33rn3 i leszczy33333 (ryc. 8). Nomenklatur33333 przy33333o za Ciukiem (1967, 1970, 1974), pozycj33333 chronostratygra-

CHRONO-STRATYGRAFIA		WIEK mln lat	LITOSTRATYGRAFIA		
K E N O Z O I K	NEOGEN				
	P A L E O G E N	O l i g o c e n	górny	23,03±0	formacja leszczyńska
			dolny	28,4±0,1	formacja mosińska górna
		Eocen		33,9±0,1	formacja czempińska
		Paleocen		55,8±0,2	formacja mosińska dolna
			65,5±0,3	luka stratygraficzna	

Ryc. 8. Schemat litostratygraficzny paleogenu w centralnej części Nizy Polskiego

Chronostratygrafia według: Steininger, Rögl (1983), Daniels i in. (1985), Steininger i in. (1987); wiek według Gradsteina i in. (2004); litostratygrafia według: Ciuka (1967, 1974), Piwockiego i in. (1996b), Piwockiego (2001, 2004a)

Fig. 8. Lithostratigraphic scheme of the Paleogene in central part of the Polish Lowlands

Chronostratigraphy according to Steininger, Rögl (1983), Daniels et al. (1985), Steininger et al. (1987); Age according to Gradstein et al. (2004); Lithostratigraphy according to: Ciuk (1967, 1974), Piwocki et al. (1996b), Piwocki (2001, 2004a)

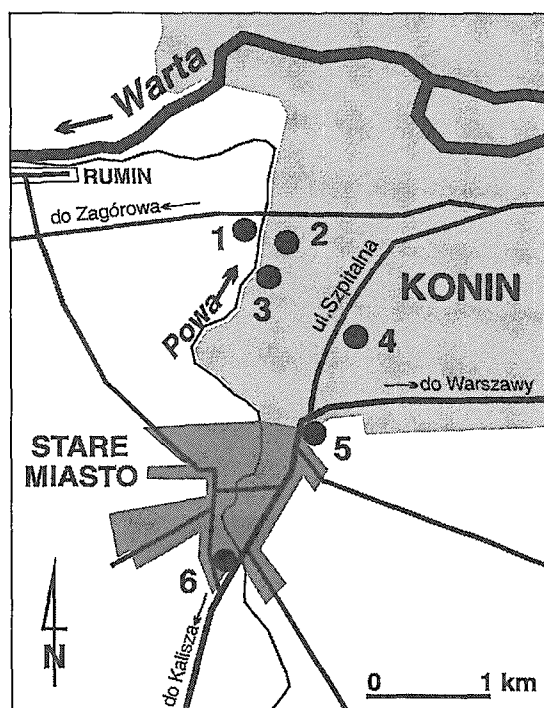
ficzną jednostek zaś za Piwockim i in. (1996b) oraz Piwockim (2001, 2004a). Warto dodać, że obszary stratotypowe wyróżnionych 4 formacji znajdują się w środkowej i SW Wielkopolsce w okolicach: Mosiny, Czempinia i Leszna.

W prezentowanym schemacie ukazano następstwo stratygraficzne kolejnych formacji oraz ich przybliżony czas sedymentacji (ryc. 8). Nie wydzielono natomiast formacji rupelskiej, rozwiniętej w facji morskiej, a będącej litostratygraficznym korelatem formacji czempińskiej i mosińskiej górnej, rozwiniętych w facji lądowej i brakicznej (Piwocki 2001, 2004a). Niemniej jednak wolno przypuszczać, że w najbardziej W Wielkopolsce – w sąsiedztwie Ziemi Lubuskiej, oraz w najbardziej N Wielkopolsce – w okolicach Piły i Złotowa, przynajmniej część osadów formacji czempińskiej reprezentuje morskie utwory formacji rupelskiej (Gortyńska 1962; Wolańska 1962; Woźny 1962; Piwocki 2001, 2004a). Dotychczasowy stan badań nie pozwala definitywnie rozstrzygnąć o występowaniu formacji rupelskiej w Wielkopolsce.

Dlatego w dalszej części pracy osady paleogeńskie będą przyporządkowane lub korelowane z wymienionymi 4 formacjami obejmującymi przedział czasowy od najwyższego eocenu do schyłku oligocenu (ryc. 8).

1.2. Charakterystyka litologiczno-mineralogiczna i sedymentologiczna osadów paleogeńskich w odsłonięciach

Do końca lat 80. XX w. powierzchniowe wystąpienia paleogenu nie były znane z obszaru Wielkopolski. Dopiero w 1991 r. znaleziono ośrodki mięczaków w Koninie przy ul. Szpitalnej. Następnie zlokalizowano 2 odsłonięcia w Koninie-Przydziałkach (ryc. 9), w których osady były podobnie wy-



Ryc. 9. Lokalizacja odsłoneń z osadami paleogeńskimi w okolicy Konina i Starego Miasta

1 – Konin-Przydziałki (W); 2 – Konin-Przydziałki (E); 3 – Konin-Przydziałki (S); 4 – Konin-Szpitalna (N); 5 – Konin-Szpitalna (S); 6 – Stare Miasto-Cmentarz

Fig. 9. Outcrops location of the Paleogene deposits in the vicinity of Konin and Stare Miasto

1 – Konin-Przydziałki (W); 2 – Konin-Przydziałki (E); 3 – Konin-Przydziałki (S); 4 – Konin-Szpitalna (N); 5 – Konin-Szpitalna (S); 6 – Stare Miasto-Cmentarz

kształcone litologicznie, ale zawierały liczne i lepiej zachowane ośrodki mięczaków (Stankowski i in. 1992, 1995a, b). Początkowo wiek osadów i fauny, uważanej za słodkowodną, łączono z plejstocenem – interglacją eemskim (Ciuk 1980). Analizy paleontologiczne (Ciszewska 1992) i mineralogiczno-sedymentologiczne wskazały na paleogeński wiek osadów (Wojewoda 1992b).

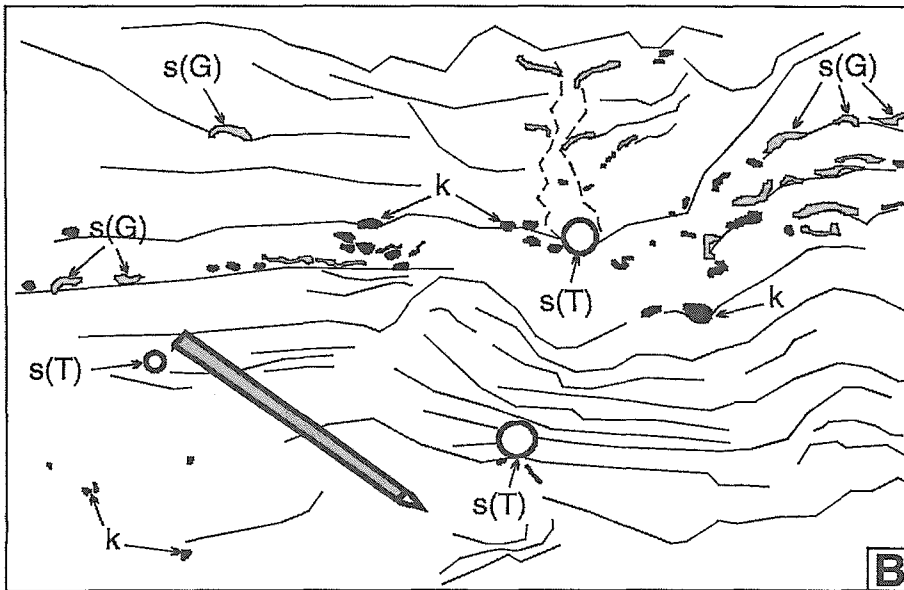
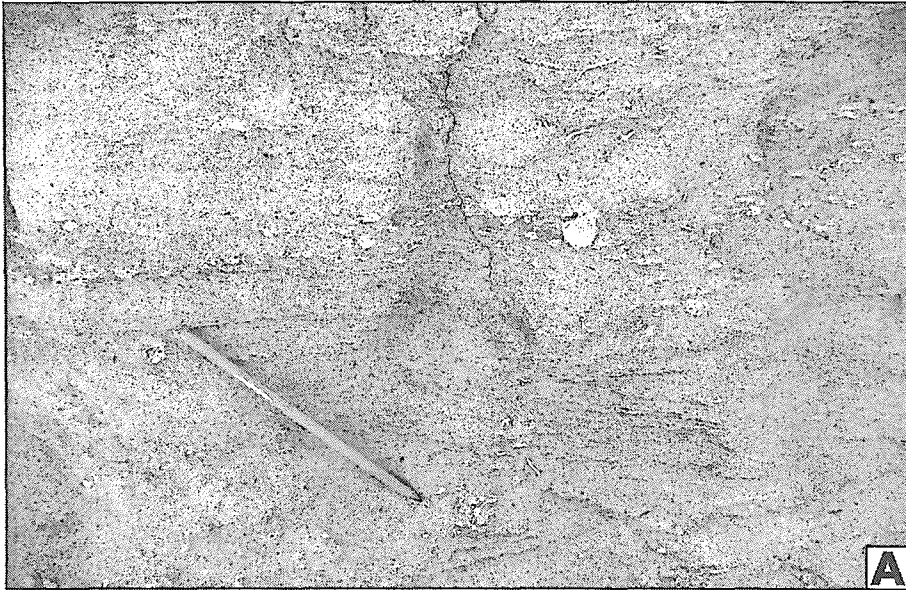
Główne odsłonięcia osadów paleogeńskich na obszarze Wielkopolski znane są tylko z okolic Konina. Są to: 3 odsłonięcia w Koninie-Przydziałkach – na obu brzegach rzeki Powy (Ciszewska 1992; Wojewoda 1992b), odsłonięcie w Koninie przy ul. Szpitalnej, odsłonięcie w Koninie przy skrzyżowaniu ul. Szpitalnej z obwodnicą miasta i odsłonięcie w Starym Mieście przy cmentarzu parafialnym (Widera 2002b; Widera, Kita 2007).

Według informacji literaturowych osady paleogeńskie odsłaniały się również w najgłębszej SE części odkrywki Lubstów – rów Lubstowa (Piwocki 2004a). Obecnie osady paleogeńskie w pozycji in situ nie odsłaniają się. Należy odnotować, że toczne ilaste – kaolinity paleogeńskie zostały stwierdzone w osadach neogenu rowu Lubstowa. Zatem, fragmenty skał paleogeńskich, redeponowane w masę osadów neogeńskich, można aktualnie obserwować w odkrywce Lubstów.

1.2.1. Stanowisko Konin-Przydziałki

Pod pojęciem stanowisko Konin-Przydziałki należy rozumieć 3 odsłonięcia zlokalizowane na obu brzegach Powy, lewobrzeżnego dopływu Warty (ryc. 9). W dwóch z nich, położonych bardziej na N, powstały pierwsze i aktualne do dziś opracowania geologiczne (Ciszewska 1992; Wojewoda 1992b; Stankowski i in. 1992, 1995a, b). Natomiast w trzecim odsłonięciu, położonym na S od poprzednich i odkrytym dopiero latem 2005 r., wykonano jedynie wstępne badania porównawcze.

W masie osadów paleogeńskich ze stanowiska Konin-Przydziałki dominują piaski. Jednak najbardziej charakterystyczną cechą tych osadów jest obecność kaolinitu, którego zawartość w wyselekcjonowanych próbkach mieści się w przedziale od 10 do 30% wagowych. Występuje on w trzech głównych formach – jako: powłoki kaolinitowe, bruki muszlowe i intraklasty (ryc. 10). Niektóre skupienia kaolinitu mają kształt muszli małży i ślimaków. Są to ośrodki, w których ziarenka piasku są zlepione kaolinitem. Spośród 4 gatunków małży i 6 gatunków ślimaków oznaczonych w Koninie-Przydziałkach najliczniej występują małże z rodzaju *Glycymeris* i ślimaki z rodzaju *Turritella* (Ciszewska 1992). Oba rodzaje należą do form długowiecznych, znanych od późnej kredy do dziś. Natomiast ich środowisko życia stanowiła zapewne strefa przybrzeżna ciepłego morza o głębokości do 20 m (Ciszewska 1992).

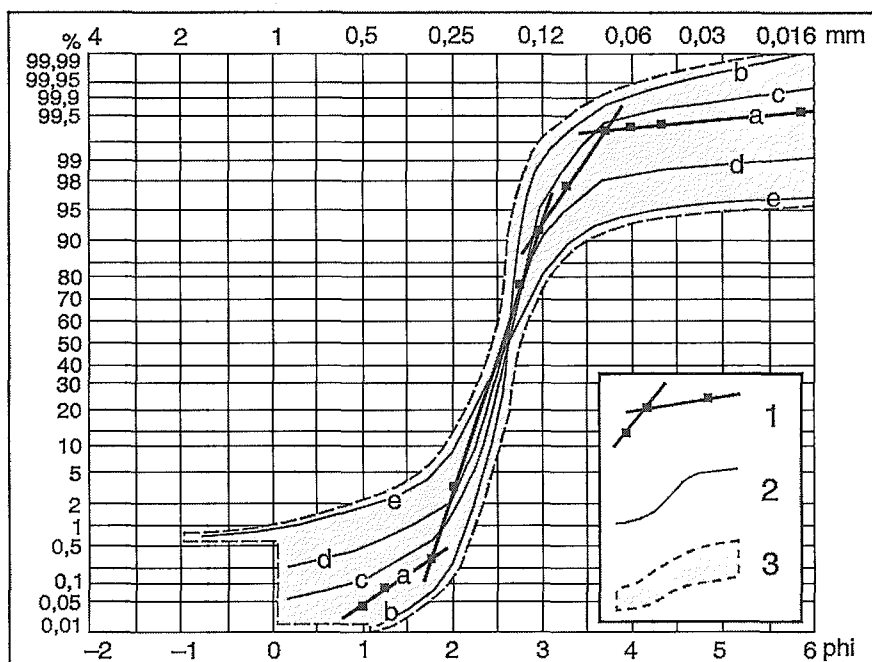


Ryc. 10. Osady paleogeńskie w stanowisku Konin-Przydziałki (E) odsłonięte w maju 2003 roku na prawym brzegu Powy: A. Piaski z pozostałościami morskiej fauny i intraklastami kaolinowymi; B. Szkic ukazujący szczegóły

s(T) - pozostałości muszli fauny z rodzaju *Turritella*, s(G) - pozostałości muszli fauny z rodzaju *Glycymeris*, k - intraklasty kaolinowe

Fig. 10. Paleogene deposits in the Konin-Przydziałki (E) site exposed in May 2003 on the right bank of the Powa river: A. Sands with remains of marine fauna and kaolinite intraclasts; B. Sketch showing details

s(T) - shell remains of *Turritella* fauna, s(G) - shell remains of *Glycymeris* fauna, k - kaolinite intraclasts



Ryc. 11. Krzywe kumulacyjne uziarnienia piasków paleogeńskich ze stanowiska Konin-Przydziałki – próbki bez intraklastów kaolinitowych

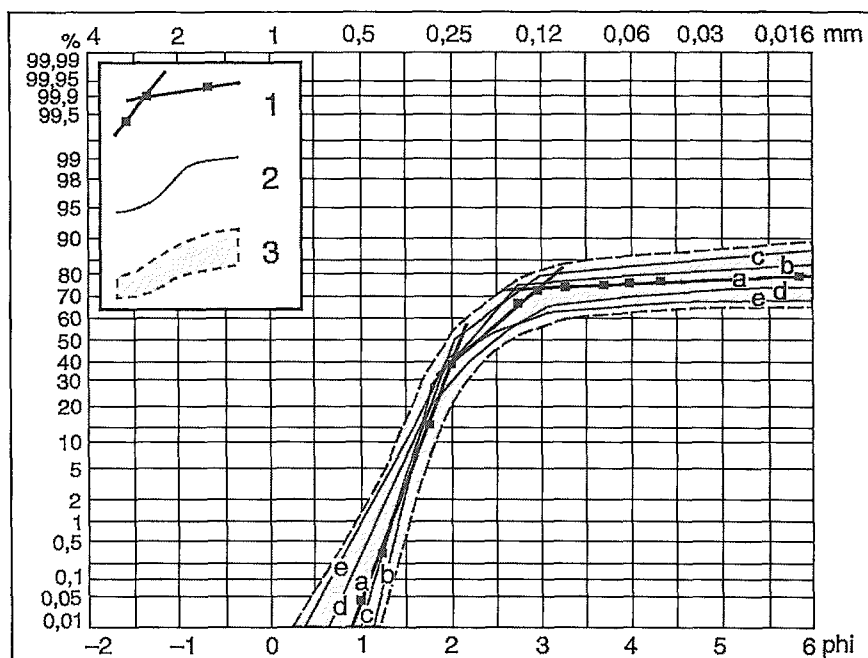
1 – najbardziej charakterystyczna krzywa z interpretacją metodą Visher'a (próbka „a”); 2 – pozostałe krzywe (próbki „b”–„e”); 3 – przedział zmienności kształtu krzywych

Fig. 11. Cumulative grain-size distribution of the Paleogene sands from the Konin-Przydziałki site – samples without kaolinite intraclasts

1 – the most characteristic curve with interpretation by the Visher's method (sample "a"); 2 – other curves (samples "b"–"e"); 3 – range of shape changes of the curves

Charakterystykę teksturalną osadów z Konina-Przydziałek przedstawiono na przykładzie 10 próbek (ryc. 11, 12, tab. 1). Spośród 75 próbek poddanych analizie granulometrycznej 64 próbki pobrano nieselektywnie, a 11 próbek selektywnie. W ostatnim przypadku z osadu wybierano makroskopowo widoczne zlepy kwarcowo-kaolinitowe, tj. ośrodki fauny i intraklasty kaolinitowe. Zabieg ten miał na celu określenie maksymalnej zawartości frakcji ilastej we wspomnianych ośrodkach i intraklastach. W pozostałych przypadkach próbki pobierano zgodnie z metodyką opróbowania profilu, tj. bez selekcjonowania osadu w terenie (Krawczyk, Słomka 1986; *Instrukcja ...*, 1996; Racinowski i in. 2001).

Piaski z Konina-Przydziałek cechują się drobnoziarnistością. Tylko w 3% próbek stwierdzono nieliczne ziarna większe od 1 mm. W 93% próbek największe ziarna obejmowały frakcję 1–0,5 mm, a w 4,0% próbek nie stwier-



Ryc. 12. Krzywe kumulacyjne uziarnienia piasków paleogeńskich ze stanowiska Konin-Przydziałki – próbki z intraklastami kaolinitowymi

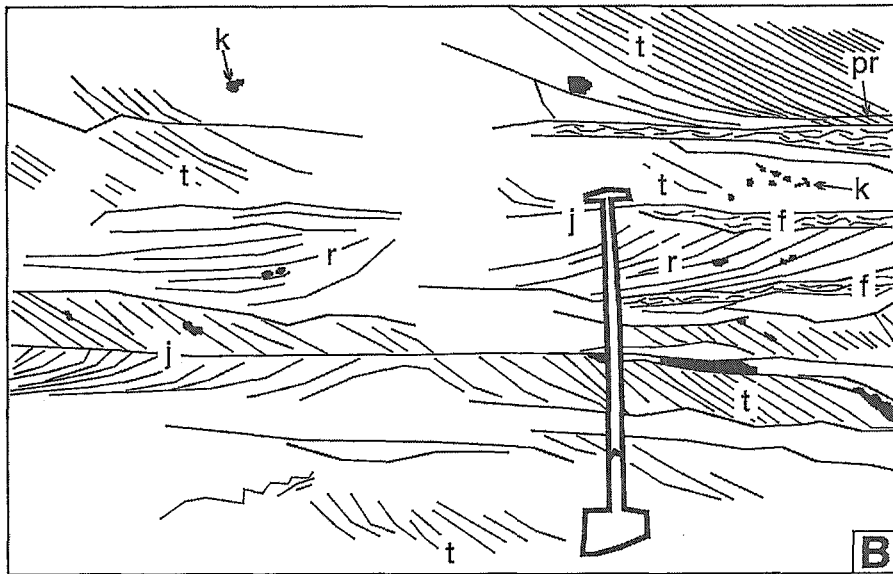
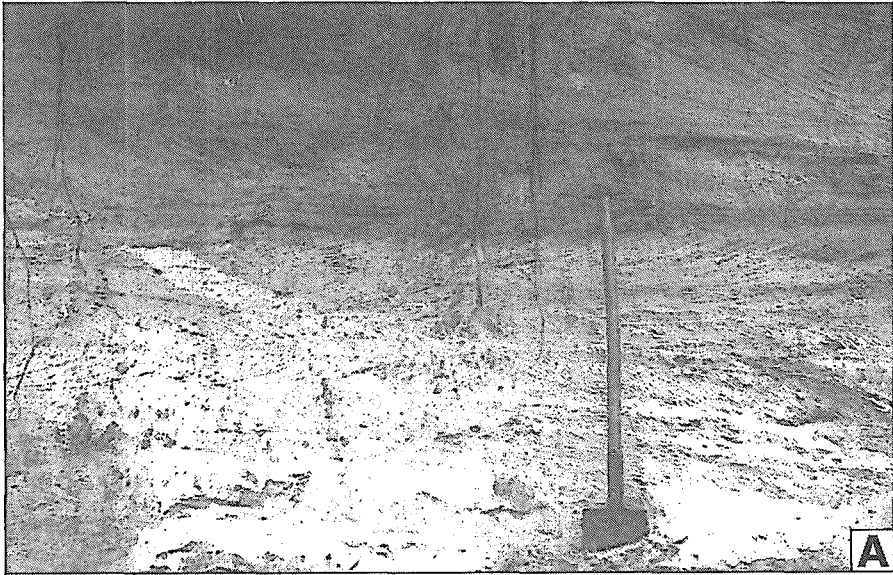
Objaśnienia jak na ryc. 11

Fig. 12. Cumulative grain-size distribution of the Paleogene sands from the Konin-Przydziałki site – samples with kaolinite intraclasts

Explanations in Fig. 11

dzono ziaren większych niż 0,5 mm. W przypadku próbek pobranych nie-selektywnie zawartość frakcji 0,5–0,063 mm mieści się w przedziale od 92 do 99%, ziarna mniejsze od 0,063 mm stanowią mniej niż 5% (ryc. 11). Z kolei w przypadku próbek pobranych selektywnie zawartość frakcji 0,5–0,063 mm mieści się w przedziale od 59 do 87%, ziaren mniejszych od 0,063 mm zaś jest 15–40% (ryc. 12). Zawartość frakcji <0,002 mm, tj. obejmującej głównie kaolinit, w niektórych próbkach sięga nawet 30% (Widera, Kita 2007).

Cechy strukturalne osadów z Konina-Przydziałek zostały udokumentowane w odsłonięciu usytuowanym na lewym brzegu Powy (ryc. 13). Dominują tam dwa typy laminacji przekątnej, tj. tabularna i rynnowa. Podrzędnie, w cienkich i nieciągłych zestawach, występuje laminacja przekątna falista (Allen 1963, 1965; Gradziński i in. 1986). Ponadto, można tu dostrzec powierzchnie reaktywacji i struktury jodełkowe (ryc. 13). Również w odsłonięciach na prawym brzegu Powy dobrze wykształcone są warstwowania



Ryc. 13. Struktury sedymentacyjne wśród osadów paleogeńskich w stanowisku Konin-Przydziałki (W) odsłonięte w sierpniu 2001 roku na lewym brzegu Powy: A. Widok ogólny; B. Szkic ukazujący szczegóły

k - intraklasty kaolinitowe, pr - powierzchnia reaktywacji, j - struktura jodełkowa (sledziowa); warstwowanie przekątne: t - tabularne, r - rynnowe, f - faliste

Fig. 13. Sedimentary structures among the Paleogene deposits in the Konin-Przydziałki (W) site exposed in August 2001 on the left bank of the Powa river: A. General view; B. Sketch showing details

k - kaolinite intraclasts, pr - reactivation surface, j - herring-bone structure; cross-stratification: t - planar, r - trough, f - wavy

przekątne i subhoryzontalne (pl. I: A–C). Według Wojewody (1992b), cechy strukturalne tych osadów wskazują na przybrzeżne środowisko sedymentacji przy udziale pływów, powyżej podstawy falowania. Najprawdopodobniej osady z Konina-Przydziałek są zapisem migracji przybrzeżnych nasypów piaszczystych (Wojewoda 1992b; Widera, Kita 2007).

Dla próbek pobranych nieselektywnie obliczono główne parametry statystyczne według graficznej metody Folka i Warda. Mediana i średnia średnica ziaren mieści się w przedziale od 2,57 do 2,70 phi, czyli około 0,15–0,17 mm (tab. 1). 75% próbek reprezentuje osad bardzo dobrze wysortowany, 19% dobrze wysortowany, a pozostałe 6% próbek obejmuje osad umiarkowanie dobrze wysortowany. Przeważają osady o skośności ujemnej. Natomiast spłaszczenie dla 86,0% próbek jest większe od 1,0, a dla 14,0% próbek osiąga wartości poniżej 1,0 (tab. 1).

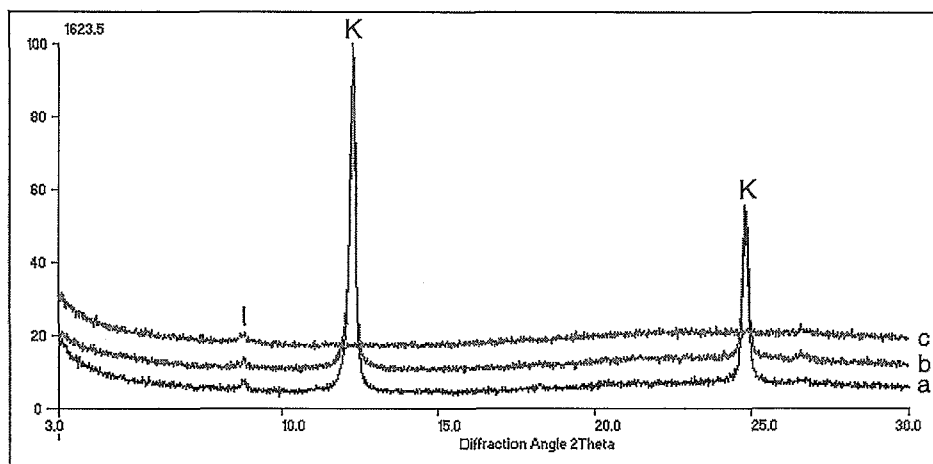
Tabela 1. Parametry statystyczne obliczone przy użyciu metody Folka i Warda (1957) dla pięciu wybranych próbek piasków paleogeńskich ze stanowiska Konin-Przydziałki, przedstawionych na ryc. 12

Table 1. Statistical parameters calculated using method by Folk and Ward (1957) for 5 selected samples of the Paleogene sands from the Konin-Przydziałki site presented in Fig. 12

Krzywa <i>Curve</i>	Mediana <i>Median</i>	Średnia średnica <i>Mean grain size</i>	Odchylenie standardowe <i>Standard deviation</i>	Skośność <i>Skewness</i>	Spłaszczenie <i>Kurtosis</i>
a	2,6 phi	2,57 phi	0,29 phi	-0,08	1,08
	0,16 mm	0,17 mm			
b	2,7 phi	2,63 phi	0,13 phi	-0,80	1,23
	0,15 mm	0,16 mm			
c	2,7 phi	2,65 phi	0,21 phi	-0,34	1,31
	0,15 mm	0,16 mm			
d	2,7 phi	2,65 phi	0,28 phi	-0,15	0,94
	0,15 mm	0,16 mm			
e	2,7 phi	2,67 phi	0,59 phi	0,07	1,98
	0,15 mm	0,15 mm			

Charakterystykę litodynamiki środowiska sedymentacyjnego przeprowadzono metodą Vishera. Na rycinach 11 i 12 można dostrzec, że krzywe kumulacyjne dzielą się na 3 lub 4 odcinki, odpowiadające kolejno populacjom: trakcyjnej, saltacyjnej i suspensyjnej. Często środkowy odcinek saltacyjny dzieli się na 2 segmenty, które odpowiadają dwóm subpopulacjom saltacyjnym (ryc. 11). Dla 92% krzywych uzyskano wyraźnie dwusegmentowy odcinek saltacyjny. Taki kształt krzywej kumulacyjnej jest typowy dla strefy przybrzeżnej mórz, czasem również jezior, gdzie osad jest dwukrotnie

przerabiany w czasie przyboju i zmywu (Gradziński i in. 1986; Racinowski i in. 2001). Część próbek osadów charakteryzowała się brakiem populacji trakcyjnej (ryc. 12). Interpretacja litodynamiczna krzywych kumulacyjnych potwierdziła, że osady z Konina-Przydziałek powstawały w przybrzeżnej strefie zbiornika morskiego (Widera, Kita 2007 i prace tam cytowane).



Ryc. 14. Dyfraktogramy rentgenowskie frakcji ilastej z osadów paleogeńskich ze stanowiska Konin-Przydziałki

a – próbki orientowane, b – próbki glikolowane, c – próbki prażone w temp. 550°C; K – kaolinit, I – illit

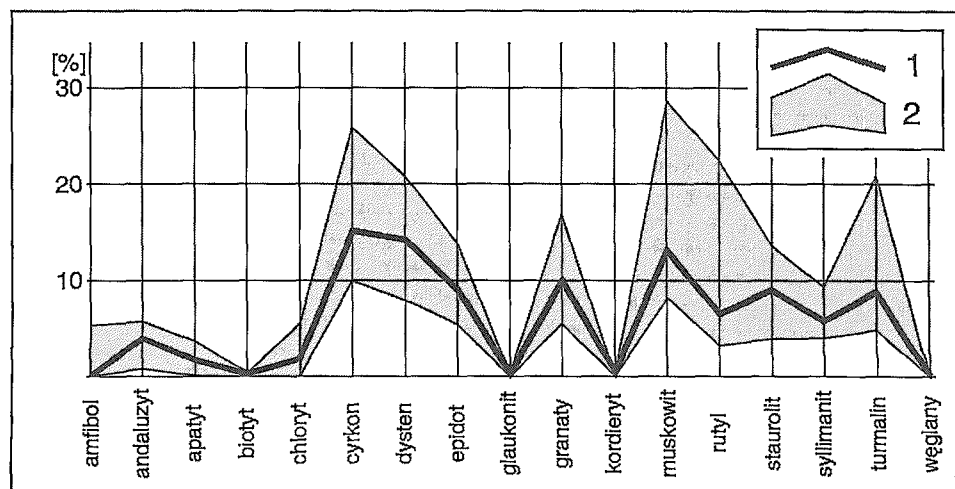
Fig. 14. X-ray diffraction (XRD) patterns of clayey fraction of the Paleogene deposits from the Konin-Przydziałki site

a – oriented samples, b – glycolated samples, c – samples heated to 550°C; K – kaolinite, I – illite

Najdrobniejszą frakcję przebadano rentgenostrukturalnie. Okazało się, że we frakcji $< 0,002$ mm występuje prawie wyłącznie kaolinit. Ponadto w śladowych ilościach stwierdzono illit (ryc. 14). Obecność kaolinitu dostarcza cennych informacji o paleoklimacie i minerałach poddanych wietrzeniu. Jako główne źródło kaolinitu przyjmuje się minerały z grupy glinokrzemianów, a wśród nich zwłaszcza skalenie (Sharma, Rajamani 2000; Skiba 2001). Powstawaniu kaolinitu sprzyja klimat wilgotny, ciepły, a nawet tropikalny. W takich warunkach intensywnie przebiegają procesy glebotwórcze. Natomiast rozkład materii organicznej zakwasza środowisko glebowe do $\text{pH} < 5$, niezbędnego dla powstania kaolinitu (Skiba 2001). Najkorzystniejsze zatem warunki dla powstawania kaolinitu w kenozoiku na obszarze Europy panowały w czasie tropikalnego optimum klimatycznego w środkowym eocenie (Burchardt 1978; Andreasson, Schmitz 1996). Trzeba jednak pamiętać, że

powstanie kaolinitu i jego redepozycja w osady strefy litoralnej zbiornika morskiego przebiegały zapewne w różnym czasie – najprawdopodobniej po środkowym eocenie.

Z analizy minerałów ciężkich wynika, że największą średnią zawartość $\geq 10\%$ mają takie minerały, jak: cyrkon, dysten, granaty i muskowit (ryc. 15). Natomiast w pojedynczych próbkach udział cyrkonu, muskowitu i turmalinu przekracza 20%, osiągając maksymalną wartość – dla muskowitu równą 28%. Uwagę zwraca niewielka zawartość amfiboli – średnio $< 1\%$, oraz zupełny brak piroksenów i glaukonitu (ryc. 15). Skład minerałów ciężkich z Konina-Przydziałek różni się od ich składu w osadach oligoceńskich okolic: Warszawy (Kosmowska-Ceranowicz 1979), Gdańska (Kosmowska-Ceranowicz 1979; Kramarska 2004) i Poznania (Kosmowska-Ceranowicz, Büchmann 1982). W wymienionych rejonach, wśród osadów oligoceńskich (dolnooligoceńskich), wyróżnia się 2 kompleksy mineralogiczne, tj. epidotowy z granatami i granatowo-epidotowy. Przy ocenie przydatności minerałów ciężkich do celów litostratygrafii należy pamiętać o metodyce badań, a przede wszystkim o poddanej analizie frakcji. Dlatego istnieją poważne trudności, podobnie jak w tej pracy, z porównaniem zawartości frakcji ciężkiej z różnych obszarów (Vinken 1988). Niemniej jednak wolno stwierdzić,



Ryc. 15. Wykres przedstawiający zmienność składu przezroczystych minerałów ciężkich w piaskach paleogeńskich ze stanowiska Konin-Przydziałki

1 - wartość średnia; 2 - przedział zmienności frekwencji

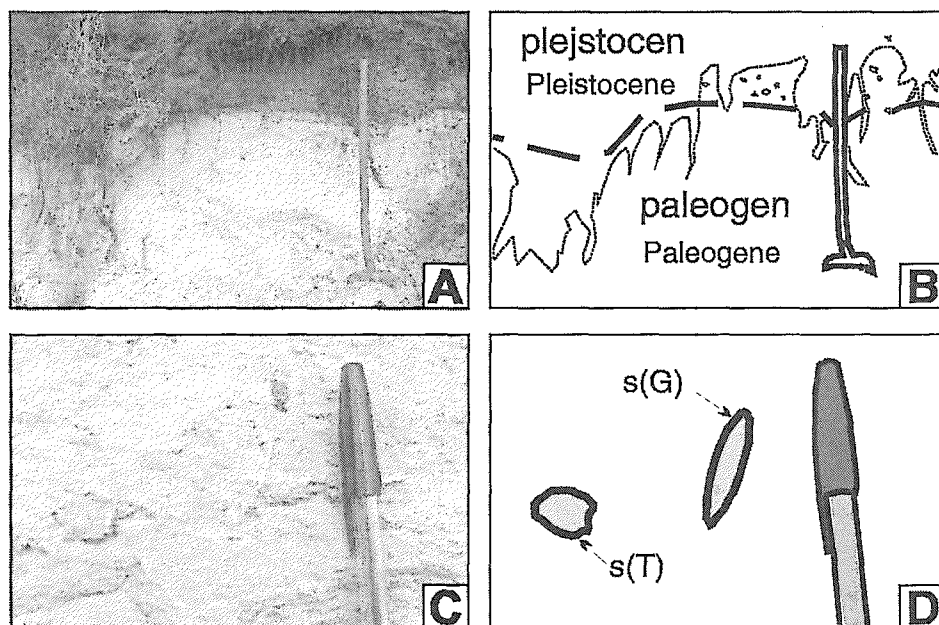
Fig. 15. Diagram presented changes in the transparent heavy mineral composition in the Paleogene sands from the Konin-Przydziałki site

1 - average value; 2 - frequency range

mając na uwadze powyższe ograniczenia, że na podstawie uzyskanego składu minerałów ciężkich nie można określić wieku osadów z Konina-Przydziałek. Podobny pogląd wyraził już wcześniej Wojewoda (1992b).

1.2.2. Stanowisko Stare Miasto-Cmentarz

Stanowisko Stare Miasto-Cmentarz zlokalizowane jest przy drodze z Konina do Kalisza, przy cmentarzu parafialnym w miejscowości Stare Miasto (ryc. 9). Wstępne badania geologiczne wykonali w nim dotychczas Widera (2002b) oraz Widera i Kita (2007). W celu porównania osadów w stanowiskach Stare Miasto-Cmentarz i Konin-Przydziałki rozszerzono zakres badań. Przed



Ryc. 16. Osady paleogeńskie w stanowisku Stare Miasto-Cmentarz odsłonięte w czerwcu 2004 roku: A. Widok ogólny niewarstwowanych piasków; B. Szkic ukazujący tylko granicę między paleogenem i plejstoceniem bez żadnych szczegółów; C. Widok ogólny niewarstwowanych piasków; D. Szkic ukazujący pozostałości muszli fauny morskiej

s(T) - Turritella, s(G) - Glycymeris

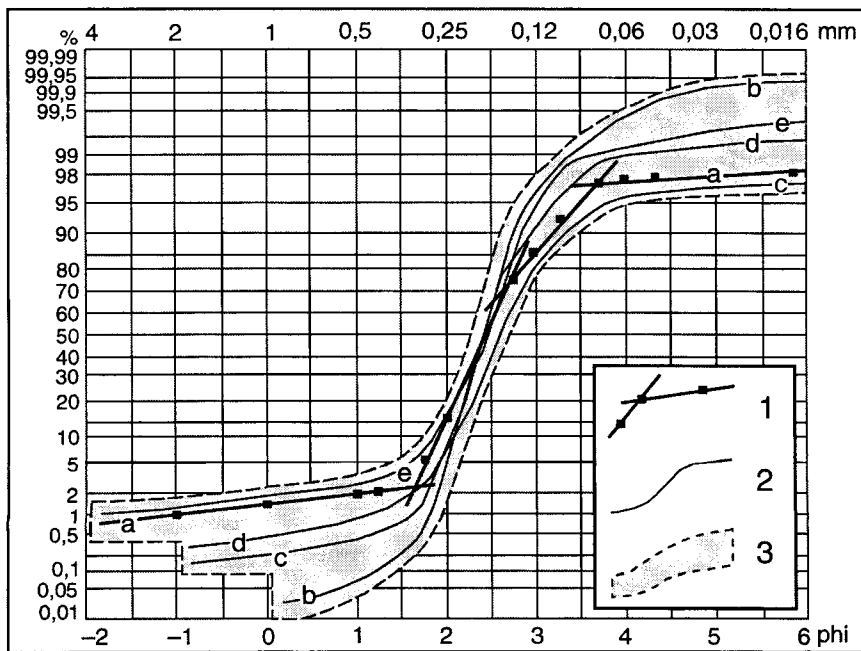
Fig. 16. Paleogene deposits in the Stare Miasto-Cmentarz site exposed in June 2004: A. General view non-stratified sands; B. Sketch showing only the boundary between the Paleogene and Pleistocene deposits with no more details; C. General view non-stratified sands; D. Sketch showing shell remains of marine fauna

s(T) - Turritella, s(G) - Glycymeris

wszystkim zwiększono liczbę próbek poddanych analizom granulometrycznym oraz wykonano krzywe Vishera (1969) i rentgenogramy frakcji ilastej.

Osady ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz cechują się zwłaszcza przewagą struktury masywnej (ryc. 16, pl. I: D-G). Jest to największa różnica między osadami ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz i Konin-Przydziałki (Widera, Kita 2007). W omawianym stanowisku w masywnych piaskach kwarcowych tkwią powłoki kaolinitowe oraz ośrodki fauny morskiej (pl. I: D-G). Najprawdopodobniej są to fantomy małży z rodzaju *Glycymeris* i ślimaków z rodzaju *Turritella* (ryc. 16). Osady obu wspomnianych stanowisk wykazują podobieństwa teksturalne i mineralogiczne.

Analizie granulometrycznej poddano 65 próbek, w tym 55 próbek pobrano nieselektywnie i 10 próbek selektywnie. Charakterystykę teksturalną osadów ze Starego Miasta-Cmentarz omówiono na przykładzie 10 reprezentatywnych próbek, tj. 5 pobranych nieselektywnie (ryc. 17, tab. 2) i 5 pobranych selektywnie (ryc. 18).

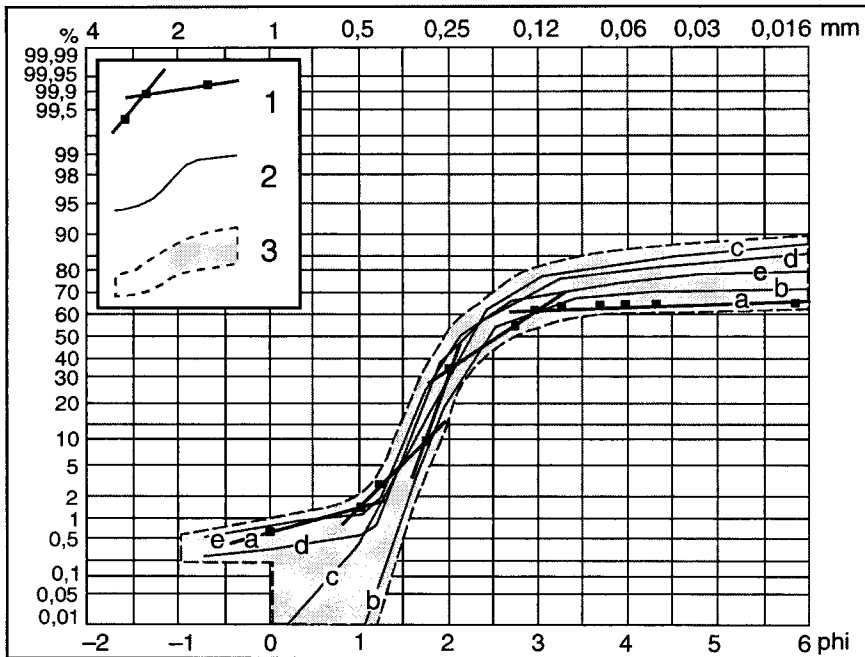


Ryc. 17. Krzywe kumulacyjne uziarnienia piasków paleogeńskich ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz - próbki bez intraklastów kaolinitowych

Objaśnienia jak na ryc. 11

Fig. 17. Cumulative grain-size distribution of the Paleogene sands from the Stare Miasto-Cmentarz site - samples without kaolinite intraclasts

Explanations in Fig. 11



Ryc. 18. Krzywe kumulacyjne uziarnienia piasków paleogeńskich ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz – próbki z intraklastami kaolinitowymi

Objaśnienia jak na ryc. 11

Fig. 18. Cumulative grain-size distribution of the Paleogene sands from the Stare Miasto-Cmentarz site – samples with kaolinite intraclasts

Explanations in Fig. 11

Osady ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz są głównie piaskami drobnoziarnistymi. Frakcję żwirową stwierdzono tylko w 6% próbek, natomiast ziarna większe od 1 mm odnotowano w 16%. Wśród próbek pobranych nieselektywnie zawartość frakcji 0,5–0,063 mm mieści się w przedziale od 92 do 98%, ziaren mniejszych od 0,063 mm zaś jest poniżej 5% (ryc. 17). W przypadku próbek pobranych selektywnie, zawartość frakcji 0,5–0,063 mm mieści się w przedziale od 58 do 83%, a ziarna < 0,063 mm stanowią 12–40% (ryc. 18). W próbkach o największej zawartości frakcji poniżej 0,002 mm zawartość kaolinitu sięga 35% wagowych osadu.

Wyniki analizy granulometrycznej, dla próbek pobranych nieselektywnie, poddano analizie statystycznej przy użyciu graficznej metody Folka i Warda. Mediana i średnia średnica dla wszystkich 55 próbek, w tym dla wybranych 5 próbek, mieści się w przedziale od 2,43 do 2,53 phi, czyli około 0,15–0,19 mm (tab. 2). 53% próbek jest bardzo dobrze wysortowanych, 29%

Tabela 2. Parametry statystyczne obliczone przy użyciu metody Folka i Warda (1957) dla pięciu wybranych próbek piasków paleogeńskich ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz, przedstawionych na ryc. 17

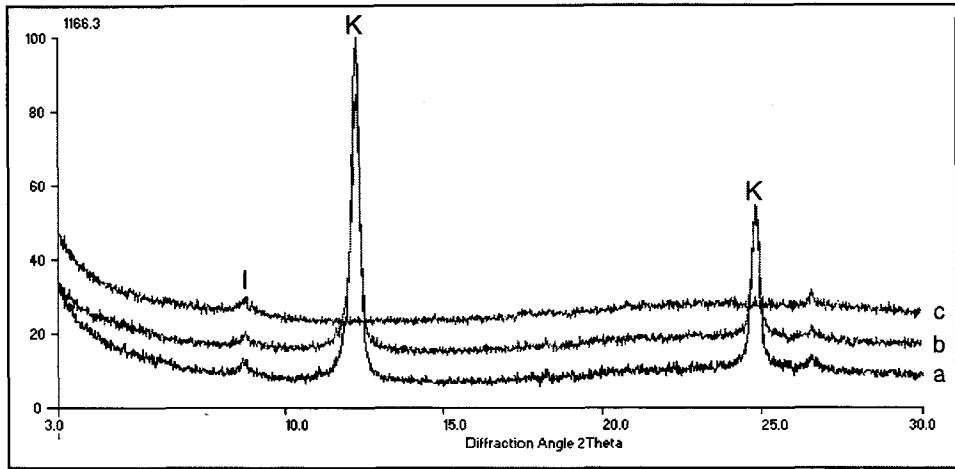
Table 2. Statistical parameters calculated using method by Folk and Ward (1957) for 5 selected samples of the Paleogene sands from the Stare Miasto-Cmentarz site presented in Fig. 17

Krzywa <i>Curve</i>	Mediana <i>Median</i>	Średnia średnica <i>Mean grain size</i>	Odchylenie standardowe <i>Standard deviation</i>	Skośność <i>Skewness</i>	Spłaszczenie <i>Kurtosis</i>
a	2,4 phi	2,43 phi	0,50 phi	0,19	1,20
	0,19 mm	0,19 mm			
b	2,5 phi	2,47 phi	0,27 phi	-0,16	1,06
	0,18 mm	0,18 mm			
c	2,7 phi	2,70 phi	0,22 phi	0,08	1,72
	0,15 mm	0,15 mm			
d	2,5 phi	2,53 phi	0,34 phi	-0,01	1,18
	0,18 mm	0,18 mm			
e	2,5 phi	2,50 phi	0,40 phi	-0,31	1,04
	0,18 mm	0,18 mm			

jest dobrze wysortowanych, a pozostałe 18% próbek obejmuje osad umiarkowanie dobrze wysortowany. Przeważają próbki o skośności ujemnej. Wartości spłaszczenia dla 89% próbek są większe od 1,0, a dla pozostałych próbek osiągają wartości mniejsze od 1,0.

Dla 30 próbek ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz przeprowadzono charakterystykę litodynamiki środowiska sedymentacyjnego metodą Vishe-ra. W większości przypadków najbardziej stromy odcinek saltacyjny jest dwudzielny. Podobnie jest w przypadku 10 przedstawionych krzywych o różnym kącie nachylenia. Ich najbardziej strome segmenty odpowiadają dwóm subpopulacjom saltacyjnym (ryc. 17, 18). Omawiane osady posiadają charakterystykę litodynamiki typową dla strefy litoralnej, gdzie osad jest przerabiany w czasie przyboju i zmywu (Visher 1969; Gradziński i in. 1986; Racinowski i in. 2001). Zatem, bardzo duże podobieństwo teksturalne osadów z Konina-Przydziałek i Starego Miasta-Cmentarz pozwala sądzić, że w obu przypadkach sedymentacja zachodziła w zbiorniku morskim, blisko brzegu (Widera, Kita 2007).

Analiza rentgenostrukturalna frakcji < 0,002 mm potwierdziła występowanie kaolinitu (ryc. 19). Obecność kaolinitu stanowi kolejny dowód genetycznego i wiekowego podobieństwa osadów z Konina-Przydziałek i Starego Miasta-Cmentarz. Zatem, również w przypadku osadów ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz można mówić o depozycji po środkowoeoceńskim tropikalnym optimum klimatycznym (Burchardt 1978; Andreasson, Schmitz 1996).

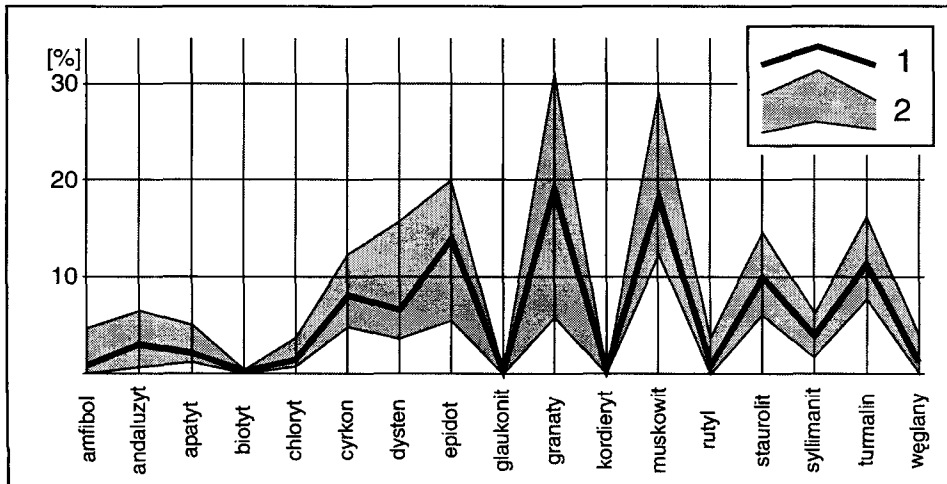


Ryc. 19. Dyfraktogramy rentgenowskie frakcji ilastej z osadów paleogeńskich ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz

Objaśnienia jak na ryc. 14

Fig. 19. X-ray diffraction (XRD) patterns of clayey fraction of the Paleogene deposits from the Stare Miasto-Cmentarz site

Explanations in Fig. 14



Ryc. 20. Wykres przedstawiający zmienność składu przezroczystych minerałów ciężkich w piaskach paleogeńskich ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz

Objaśnienia jak na ryc. 15

Fig. 20. Diagram presented changes in the transparent heavy mineral composition in the Paleogene sands from the Stare Miasto-Cmentarz site

Explanations in Fig. 15

Analizę minerałów ciężkich w stanowisku Stare Miasto-Cmentarz wykonano dla 4 próbek. Największą średnią zawartością $\geq 10\%$ charakteryzują się takie minerały, jak: epidot, granaty, muskowitz, staurolit i turmalin (ryc. 20). Powyżej 20-procentowy udział w pojedynczych próbkach odnotowano jedynie dla: epidotu, granatów i muskowitzu. W jednej próbce granaty osiągnęły maksimum wynoszące 31% wagowych składu przezroczyстых minerałów ciężkich. Cechą wspólną wszystkich przebadanych próbek jest brak piroksenów - nieujętych na wykresie, i glaukonitu oraz śladowe ilości amfiboli (ryc. 20). Podobnie jak w stanowisku Konin-Przydziałki, skład minerałów ciężkich ze stanowiska Stare Miasto-Cmentarz jest inny niż w osadach oligoceńskich z pozostałych regionów Nizżu Polskiego (Kosmowska-Ceranowicz 1979; Kosmowska-Ceranowicz, Büchmann 1982; Kramarska 2004).

1.2.3. Jednostka piasków kaolinitowych – nowa jednostka litostratygiczna

Najbardziej charakterystyczną cechą osadów ze stanowisk Konin-Przydziałki i Stare Miasto-Cmentarz jest występowanie wśród piasków kaolinitu, m.in. w formie ośródek fauny morskiej (Ciszewska 1992; Wojewoda 1992b; Stankowski i in. 1992, 1995a, b; Widera 2002b; Widera, Kita 2007). Osady z obu wspomnianych stanowisk wyraźnie różnią się od osadów neogeńskich oraz osadów plejstoceniowych i holoceniowych. Drobnodziarniste osady piaszczyste z Konina-Przydziałek i ze Starego Miasta-Cmentarz są dojrzałe teksturalnie, co przejawia się w dobrym, a głównie w bardzo dobrym wy-sortowaniu (tab. 1, 2). W obu stanowiskach we frakcji poniżej 0,002 mm stwierdzono prawie wyłącznie kaolinit (ryc. 14, 19). Natomiast duża zawartość muskowitzu charakteryzuje osady z obu omawianych stanowisk.

W stanowiskach Konin-Przydziałki i Stare Miasto-Cmentarz osady paleogeńskie zalegają wprost na węglanowych skałach górnokredowych. Profile otworów wiertniczych w otoczeniu obu stanowisk dowodzą, że na paleogennie zalegają neogeńskie piaski podwęglowe z I środkowopolskim pokładem węgla brunatnego w stropie (Ciuk 1991; Widera 1998, 2002b). Zatem, paleogeńskie piaski kaolinitowe osadziły się po środkowoeoceńskim tropikalnym optimum klimatycznym (Burchardt 1978; Andreasson, Schmitz 1996), a przed podwęglowymi piaskami formacji koźmińskiej, której sedymentacja rozpoczęła się we wczesnym miocenie (Widera 2001a, b, 2004).

Dotychczasowa wiedza o zasięgach mórz paleogeńskich pozwala wykluczyć późnooligoceniowy wiek omawianych osadów (Vinken 1988; Piwocki 2004a). Pozostaje więc przedział czasowy obejmujący późny eocen-wczesny oligocen. W tym okresie wyróżnia się tylko 2 formacje wykształcone w fa-

cjach morskich, czyli formację mosińską dolną i formację mosińską górną (ryc. 8). Rozstrzygające w tym przypadku mogą okazać się rezultaty badań paleotektonicznych. Uzasadnione wydaje się założenie, że sedymentacja kilkunastometrowego litosomu piasków kaolinitowych oraz ich konserwacja, chroniąca je przed niszczącymi procesami erozyjnymi, egzaracyjnymi i glacictonicznymi, wymagała silnie wyrażonej subsydencji tektonicznej mezozoicznego podłoża. W tym przypadku można mówić nawet o rozwoju struktury typu rowu tektonicznego, którego obniżanie powodowało przyrost omawianych osadów paleogeńskich na obrzeżach Konina. W późnym plejstocenie, najprawdopodobniej po ustąpieniu ostatniego lądolodu z tego obszaru, doszło do odwrócenia zwrotu ruchu pionowego (Widera 1998). W odniesieniu do innych rowów tektonicznych, występujących na obszarze Wielkopolski, pierwsze polaramijskie ruchy tektoniczne łączy się z fazą pirenejską, obejmującą okres późny eocen–wczesny oligocen (Karnkowski 1980; Deczkowski, Gajewska 1980; Kasiński 1984; Widera 1998, 2000a, 2004; Widera i in. 2004). Pierwsze ruchy obniżające osiowe części rowów zawsze obejmują czas depozycji formacji mosińskiej dolnej lub formacji czempińskiej, a nigdy formacji mosińskiej górnej (Widera 2004; Widera i in. 2004). Wynika z tego, że paleogeńskie piaski kaolinitowe z okolic Konina odpowiadają formacji mosińskiej dolnej. Zatem, wiek omawianych osadów można pośrednio szacować na przełom późny eocen i wczesny oligocen.

Na podstawie bezpośrednich danych kartograficznych oraz pośrednich danych paleogeograficznych i paleotektonicznych należy przyjąć, zgodnie z obecnym stanem wiedzy, że osady występujące w stanowiskach Konin-Przydziałki i Stare Miasto-Cmentarz są litostratygraficznym korelatem formacji mosińskiej dolnej. Omawiane osady mają duże znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii paleogenu E Wielkopolski. Dlatego wyróżniono wcześniej nową jednostkę litostratygraficzną – formację piasków kaolinitowych z Konina-Przydziałek (Widera 2002b). Obecnie, dla podkreślenia jej nieformalnego charakteru, należy raczej mówić o jednostce piasków kaolinitowych (Widera, Kita 2007). Jest ona litostratygraficznym odpowiednikiem formacji mosińskiej dolnej w schemacie Piwockiego (2001, 2004a), który czas jej depozycji przyjmuje na najwyższy późny eocen–najniższy wczesny oligocen (ryc. 8). Uważam, że jednostka piasków kaolinitowych powstała w środowisku litoralnym, a formacja mosińska dolna osadziła się w basenowej części tego samego morza epikontynentalnego. Raz jeszcze należy wyraźnie podkreślić fakt, że jednostka piasków kaolinitowych ma ciągle charakter nieformalny, podobnie jak pozostałe jednostki podziału litostratygraficznego paleogenu i neogenu podplejstoczeńskiego Niżu Polskiego. We wszystkich wymienionych przypadkach nie jest spełnione podstawowe kryterium, tzn. nie są zdefiniowane ich obie granice (Alexandrowicz i in. 1975; Murphy, Salvador 1999).

1.3. Wykształcenie osadów paleogeńskich

Dotychczas najdokładniej zasięg i miąższość paleogenu na obszarze Wielkopolski przedstawiono na mapach zawartych w pracach Walkiewicz (1968, 1984). Niestety, paleogen, w rozumieniu autorki wyłącznie oligocen,znaczono jedynie w W Wielkopolsce. Natomiast mapy paleogeograficzne Arenia (1957–1964) zostały szybko negatywnie zweryfikowane, np. przez Gortyńską (1962) oraz Osijuka i Piwockiego (1964). Z kolei najnowsze mapy Piwockiego (2001, 2004a), ukazujące rozprzestrzenienie paleogenu na terytorium całej Polski, przedstawione są w zbyt małej skali.

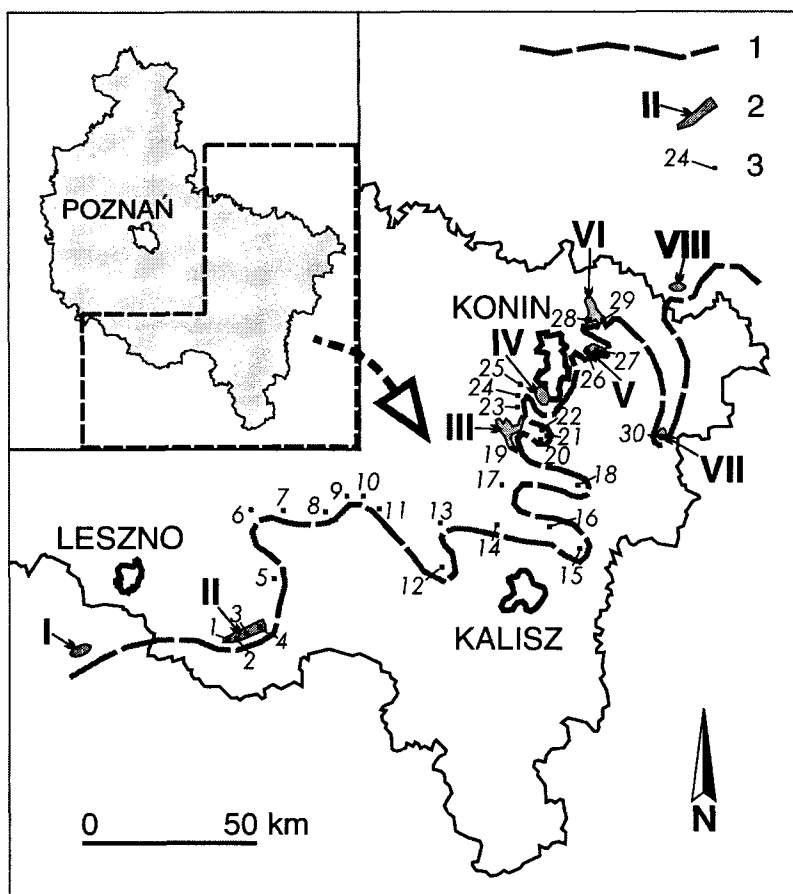
W niniejszej pracy skupiono się przede wszystkim na wyznaczeniu południowej granicy występowania osadów paleogeńskich w Wielkopolsce. Następnie omówiono litostratygię na obszarach, gdzie paleogen osiąga największe miąższości lub jest najpełniej wykształcony. Scharakteryzowano także skład litofacjalny kolejnych paleogeńskich formacji litostratygraficznych na przykładzie wybranych fragmentów Wielkopolski.

1.3.1. Zasięg osadów paleogeńskich

Południową granicę występowania osadów paleogeńskich na obszarze Wielkopolski Areń (1957–1964) poprowadził w przybliżeniu równoleżnikowo przez następujące miejscowości: Śmigiel, Środę Wielkopolską, Konin i Kłodawę. Dodać należy, że autor ten wspomnianą granicę utożsamiał z maksymalnym zasięgiem morskiej linii brzegowej, z czym oczywiście zgodzić się nie można.

Najbardziej S występowanie osadów oligoceńskich zostało stwierdzone przez Gortyńską (1962) w rejonie Wschowy. Następnie Osijuk i Piwocki (1964) w kilku otworach między Rawiczem i Gostyniem odnotowali morskie osady oligocenu. Autorzy ci przesunęli granicę paleogenu w SW Wielkopolsce, wyznaczoną przez Arenia (1957–1964), o ponad 50 km w kierunku S, po okolice Rawicza. Jednocześnie wskazywali, że brzegów morskich należy szukać jeszcze dalej na S od Rawicza (Osijuk, Piwocki 1964). Ich przypuszczenia potwierdziły późniejsze odkrycia osadów paleogeńskich na Dolnym Śląsku (Odrzywolska-Bieńkowa 1973, 1975; Ciuk 1977; Matl, Śmigielska 1977; Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowa 1977; Ciuk, Pożaryska 1982).

Walkiewicz (1984) wyznaczyła zasięg występowania ciągłej pokrywy paleogenu w W Wielkopolsce, który określają miejscowości: Rawicz, Pleszew i Słupca. Autorka nie uwzględniła jednak osadów paleogeńskich we E Wielkopolsce. W latach 50. i 60. ubiegłego stulecia znane już były paleo-



Ryc. 21. Południowy zasięg osadów paleogeńskich w Wielkopolsce i jej sąsiedztwie

1 - linia południowego zasięgu osadów paleogeńskich; 2 - obszary z najlepiej udokumentowanymi osadami paleogeńskimi: I - obszar Głobice-Szasztorowice-Miechowa, II - rów Chobienia-Rawicza, III - rów Piasków, IV - obszar Konina-Przydziałek, V - rów Bilczewa-Drzewce, VI - rów Lubstowa, VII - rów Adamowa, VIII - obszar Izbicy Kujawskiej; 3 - najbardziej na południe zlokalizowane otwory wiertnicze z osadami paleogeńskimi (patrz tab. 3)

Fig. 21. Southern extent of the Paleogene deposits in Wielkopolska and in its neighbouring areas

1 - line of the southern extent the Paleogene deposits; 2 - areas with the the best documented the Paleogene deposits: I - Głobice-Szasztorowice-Miechów area, II - Chobienia-Rawicz Graben, III - Piaski Graben, IV - Konin-Przydziały area, V - Bilczew-Drzewce Graben, VI - Lubstów Graben, VII - Adamów Graben, VIII - Izbica Kujawska area; 3 - southernmost located boreholes with the Paleogene deposits (see Tab. 3)

geńskie piaski glaukonitowe z takich obszarów złóż węgla brunatnego, jak: Bilczew, Drzewce, Piaski i Lubstów (Biernat 1962; Ciuk 1980; Piwocki 2003). Osady paleogeńskie rozpoznane zostały też przez Ciuka (1973) w rejonie Kalisza. Poza tym, w ostatnich 15 latach odkryto nowe wystąpienia paleo-

geny, m.in. w okolicach Konina i Starego Miasta (Ciszewska 1992; Wojewoda 1992b; Stankowski i in. 1992, 1995a, b; Widera 2002b; Widera, Kita 2007) oraz na obszarze złoża Koźmin N (Widera 2000a, 2001a, 2002b; Widera, Kita 2007). Obecna wiedza o występowaniu osadów paleogeńskich pozwala na względnie dokładne określenie ich zasięgu (ryc. 21).

W większości przypadków zwiększona miąższość paleogenu pokrywa się z obniżeniami w stropie mezozoiku. Dlatego przy kreśleniu linii maksymalnego rozprzestrzenienia paleogenu wykorzystano mapę ukształtowania powierzchni podkenozoicznej (ryc. 6). Miąższości paleogenu wzdłuż jego S granicy mieszczą się w przedziale od 2,5 do 26,1 m (tab. 3). Tak duża grubość osadów upoważnia do wniosku, że mogą one występować znacznie dalej na S od wyznaczonej granicy (ryc. 21). Poza tym, w przeważającej liczbie otworów wiertniczych stwierdzono osady wykształcone w facji basenowej – piaski glaukonitowe. Wyjątek stanowią osady odsłaniające się w okolicy Konina i Starego Miasta, które są typowe dla facji litoralnej. Zatem, linii brzegowej maksymalnego zasięgu mórz paleogeńskich należy dopatrywać się kilka, a może nawet kilkadziesiąt kilometrów na S od wyznaczonej linii rozpoznanych obecnie wystąpień paleogenu w Wielkopolsce (ryc. 21).

Prezentowana w tej pracy S granica występowania paleogenu na obszarze Wielkopolski różni się znacznie od granic wyznaczonych przez Arenia (1957–1964) i Walkiewicz (1984). Poza większym urozmaiceniem przebiegu wspomnianej granicy łatwo zauważalne jest występowanie osadów paleogeńskich dalej na S niż u Arenia (1957–1964) i dalej na E niż u Walkiewicz (1984). W ogólnych zarysach, największa zgodność przebiegu omawianej granicy jest z granicą wykreśloną przez Piwockiego (2001, 2004a).

Wśród obszarów występowania osadów paleogeńskich, położonych w sąsiedztwie S granicy ich zasięgu, najwięcej otworów wiertniczych osiągnęło paleogen w rowach tektonicznych, w których zalegają złoża węgla brunatnego (ryc. 21). Dlatego najlepiej rozpoznane są następujące obszary: złożo Lubstów (Widera 1997b), złożo Piaski, złożo Bilczew-Drzewce (Widera 1998), złożo Koźmin N (Widera, Kita 2007) i złożo Rawicz-Miejska Górka-Skoraszewice (Osijuk, Piwocki 1964; Piwocki 1975). Do obszarów, gdzie dobrze rozpoznano osady paleogeńskie, należą również okolice Konina ze stanowiskami Konin-Przydziałki i Stare Miasto-Cmentarz (Widera, Kita 2007). Natomiast tereny położone między wymienionymi obszarami są rozpoznane małą liczbą otworów. W tej sytuacji S granica występowania osadów paleogeńskich jest tam równie mało precyzyjnie wyznaczona (ryc. 21).

Najpełniejszy profil litostratygraficzny paleogenu na obszarze badań jest ograniczony do SW terenów Wielkopolski (Piwocki 2004a). Jest to jedyny fragment obszaru badań, gdzie występuje górnooligocieńska formacja lesz-

Tabela 3. Miąższość osadów paleogeńskich w otworach wiertniczych położonych wzdłuż południowego zasięgu paleogenu w Wielkopolsce

Table 3. Thickness of the Paleogene deposits in boreholes situated along the southern extent of the Paleogene in Wielkopolska

Nr otworu na ryc. 21 Borehole number in Fig. 21	Pierwotna nazwa otworu Original borehole number	Miąższość paleogenu Paleogene thickness [m]	Nr otworu na ryc. 21 Borehole number in Fig. 21	Pierwotna nazwa otworu Original borehole number	Miąższość paleogenu Paleogene thickness [m]
1	Miejska Górka 36,5/26,5	15,9	16	Piątek 54/02	5,1
2	Sobiałkowo 39,5/28,5	12,4	17	Dębniaki 62/18	4,0
3	Oczkowice 42,0/30,5	26,1	18	Mycielin 62/10	22,6
4	Kończkowice 43,5/33,0	22,5	19	Piąski 212	24,4
5	Kościuszkowo 40/45	9,1	20	Lisiec Nowy II	5,0
6	Gostyń 52/41	5,7	21	Lisiec Nowy I	8,0
7	Zalesie 52/49	16,0	22	Główiew III	7,7
8	Siedmiorogów 52/57	21,1	23	Barczygłów III	3,0
9	Jarocin 3	14,2	24	Osiecza I	7,5
10	Leszczyce 62/74	16,5	25	Rumin R-38	3,9
11	Lutynia 54/82	>13,7	26	Bilczew VI	8,6
12	Krzywosądów 46/98	4,1	27	Drzewce 12/16	>2,6
13	Brzezie 54/98	2,5	28	Lubstów 144/9	7,9
14	Łasków 54/18	4,0	29	Lubstów 64/2	17,5
15	Kamień 46/10	4,9	30	Koźmin 72.75/15.75	16,6

Lokalizacja otworów wiertniczych na ryc. 21
Location of the boreholes in Fig. 21

czyńska. Na pozostałym obszarze można wyróżnić wyłącznie formacje dolnooligocieńskie, tj. mosińską dolną, czempińską i mosińską górną. Niemniej jednak rzadko w profilu występują wszystkie 3 wymienione formacje paleogeńskie (ryc. 21).

Zasięg osadów górnooligocieńskiej formacji leszczyńskiej jest względnie niewielki. Znane są one głównie z wielu otworów wiertniczych zlokalizowanych w okolicy Leszna i Rawicza (Ciuk 1967, 1974, 1977, 1978; Piwocki 1975, 1991, 2004a). Zgodnie z opinią wymienionych badaczy, ale wbrew

poglądom Walkiewicz (1968, 1979, 1984), osadów formacji leszczyńskiej nie wyróżniono w rowach strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica. Dlatego E granicę rozprzestrzenienia omawianej formacji należy prowadzić na W od strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica i na E od miejscowości Rawicz i Leszno. Natomiast N granicę zasięgu formacji leszczyńskiej w Wielkopolsce określono na N od linii wyznaczonej przez miejscowości Leszno i Wolsztyn. Zatem, osady tej formacji ciągną się pasem o szerokości 20–30 km wzdłuż SW rubieży Wielkopolski od Rawicza po Wolsztyn.

1.3.2. Miąższość osadów paleogeńskich

W Wielkopolsce osady paleogenu osiągają miąższość mieszczącą się w przedziale od 0 do 192,0 m. Brak osadów tego wieku stwierdzono albo na wyniesieniach podłoża podkenozoicznego, np. w centralnej części elewacji obornickiej (Stemulak 1959; Walkiewicz 1984), albo w głębokich rynnach glacialnych (Dzierżek 1997; Widera 2000d, 2001a).

Największa miąższość paleogenu została nawiercona w największym jednocześnie obniżeniu stropu mezozoiku w okolicy Boruszyna, około 50 km na S od Piły, gdzie powierzchnia podkenozoiczna zalega na głębokości 322,4 m p.p.m. (ryc. 6). Wspomniane obniżenie w stropie mezozoiku ciągnie się od Boruszyna po Czarnków, gdzie osady paleogeńskie mają grubość 153,7 m. Obniżenie to ma przebieg równoległy do strefy dyslokacyjnej Poznań-Szamotuły (ryc. 6). Ze względu na duże deniwelacje stropu mezozoiku i duże miąższości paleogenu, pomimo nieudokumentowanego w pełni charakteru tektonicznego, obniżenie to zostało nazwane rowem Czarnkowa (Dzierżek 1997).

Kolejnym fragmentem Wielkopolski, gdzie osady paleogenu osiągają bardzo duże miąższości, jest rów Lubstowa w rejonie konińskim (ryc. 7). Ciągła pokrywa osadów paleogeńskich wewnątrz rowu sporadycznie tylko wkracza na jego obszar ramowy. Średnia miąższość paleogenu w rowie Lubstowa wynosi około 25 m, natomiast maksymalna osiąga 137,0 m w środkowo-wschodniej części tej struktury tektonicznej (Widera 2004).

Zwiększone miąższości paleogenu związane są również ze strefami dyslokacyjnymi Poznań-Szamotuły i Poznań-Oleśnica oraz rowami Chróściny-Nowej Wsi i Chobieni-Rawicza (ryc. 7). Dość dobrze zostało to wyrażone na mapach miąższości paleogenu wykonanych przez Walkiewicz (1968, 1984). O ile różnice w grubości osadów paleogeńskich między rowami a ich otoczeniem na S od Krzywina nie przekraczają 20–30 m, o tyle bardziej na N osiągają od 70 m do ponad 100 m. Szczególnie dobrze jest to widoczne

między Czempiniem i Poznaniem (Widera, Capińska 2003). Przykładowo, w pobliżu Mosiny, na wspomnianym odcinku strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica, największa miąższość paleogenu wynosi 127,3 m.

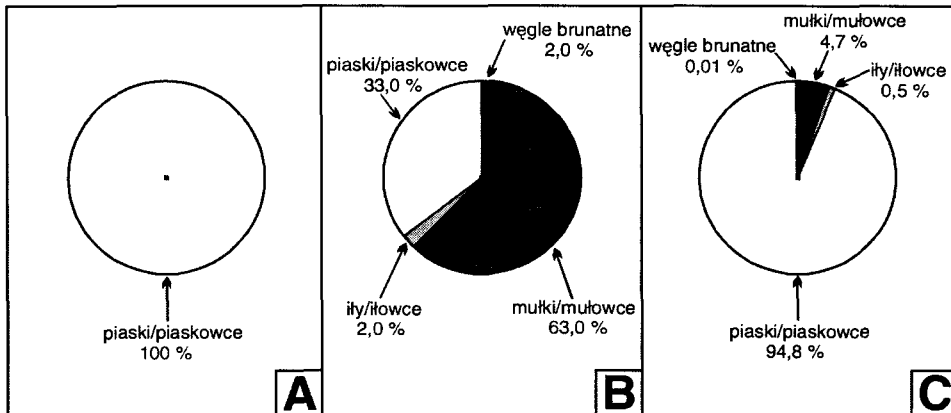
Obszar między Czempiniem a Luboniem jest jedynym w Wielkopolsce, gdzie miąższości kolejnych jednostek litostratygraficznych poddano analizie statystycznej (Widera, Capińska 2003). Wyliczono następujące parametry: średnią arytmetyczną miąższość, odchylenie standardowe oraz średnią miąższość w populacji generalnej. Dla formacji mosińskiej dolnej uzyskano kolejno następujące rezultaty: 8,36 m, 5,65 m i $8,36 \pm 1,39$ m. Dla formacji czempińskiej wyniki odpowiednio wynoszą: 32,14 m, 20,59 m i $32,14 \pm 5,08$ m oraz dla formacji mosińskiej górnej: 22,62 m, 18,64 m i $22,62 \pm 4,60$ m. Łatwo można zauważyć, że stosunek odchylenia standardowego do średniej arytmetycznej miąższości, dla formacji paleogeńskich występujących na omawianym obszarze, mieści się w przedziale od 64 do 82%. Oznacza to, że miąższość osadów każdej z wymienionych formacji, wyznaczona z 95-procentowym prawdopodobieństwem (Krawczyk, Słomka 1986), obejmuje dość szeroki zakres. Dlatego średnia miąższość w populacji generalnej (w złożu) różni się od średniej arytmetycznej (w otworach wiertniczych) o 1,39–5,08 m (Widera, Capińska 2003).

W rozkładzie miąższości paleogenu na obszarze Wielkopolski można zauważyć pewne tendencje, pomimo występowania terenów o zdecydowanie zwiększonych grubościach w paleogeńskich rowach tektonicznych. Generalnie miąższość paleogenu wzrasta w kierunku W od kilku metrów na linii Pleszew-Słupca do 70–100 m na linii Wolsztyn-Międzychód-Krzyż Wielkopolski. Z kolei w najbardziej SW i N częściach Wielkopolski miąższość paleogenu jest mniejsza i wynosi średnio około 50 m. Jednak w okolicy Leszna i Rawicza miąższości osadów paleogeńskich są bardziej wyrównane (Osijuk, Piwocki 1964; Walkiewicz 1984) niż w okolicy Piły, Wyrzyska i Złotowa (Piwocki 1973; Dzierżek 1997).

Z przedstawionego rozkładu miąższości wynika, że w paleogenie większej subsydencji podlegały tereny W niż E Wielkopolski. Tę generalną tendencję zakłócają jednak obszary rowów tektonicznych, w których grubość osadów wieku paleogeńskiego jest często wielokrotnie większa w stosunku do otoczenia. O ile w W części obszaru badań występuje ciągła pokrywa paleogenu, o tyle we E części można mówić o ich wyspowym występowaniu, głównie we wspomnianych rowach tektonicznych. Dowodzi to większego rozprzestrzeniania osadów paleogeńskich w czasie ich sedymentacji i późniejszym ich erozyjnym usunięciu. Zapewne większość wyerodowanych osadów wieku paleogeńskiego została włączona w masę osadów neogeńskich.

1.3.3. Skład litofacyjny formacji paleogeńskich – przykłady

W składzie litofacyjnym określono procentową zawartość następujących litofacji: piaski i piaskowce, mułki i mułowce, ropy i ropy oraz węgle brunatne. Dla kolejnych obszarów podano średnie arytmetyczne udziału wymienionych litofacji. Najwartościowsze rezultaty otrzymano w przypadku okolic Mosiny i Poznania, gdzie dolnooligocenyjskie formacje są wykształcone najbardziej typowo i kompletnie (Widera, Cepińska 2003; Widera i in. 2004). W innych przypadkach, zwłaszcza na obszarach wzdłuż S granicy zasięgu paleogenu w Wielkopolsce (ryc. 21), liczba danych była najczęściej niereprezentatywna. Dla takich obszarów podano wyniki przybliżone, a nawet orientacyjne, co wyraźnie podkreślono w tekście.



Ryc. 22. Skład litofacyjny paleogenu w rowie Mosiny. Jednostki litostratygiczne: A. Formacja mosińska dolna; B. Formacja czempińska; C. Formacja mosińska górna

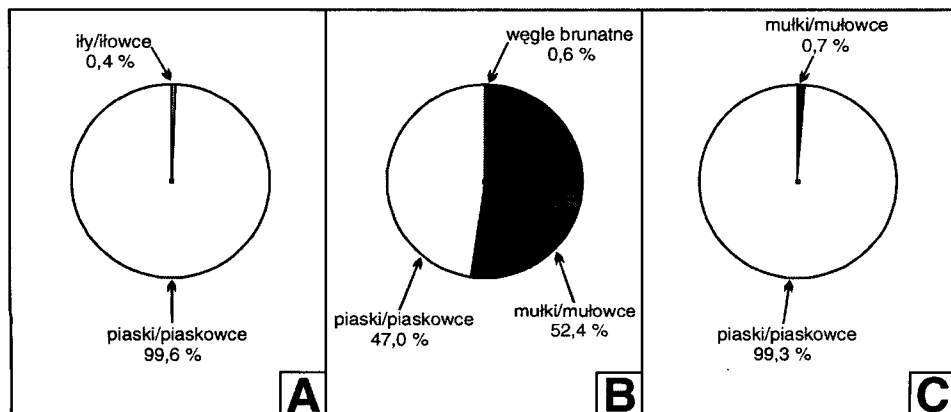
Fig. 22. Lithofacies composition of the Paleogene in the Mosina Graben. Lithostratigraphic units: A. Lower Mosina Formation; B. Czempień Formation; C. Upper Mosina Formation

W okolicy Rawicza i Leszna występują wszystkie 4 paleogeńskie formacje (ryc. 8). Na pozostałym obszarze badań można mówić o co najwyżej 3, najczęściej 2, ale nierzadko tylko o jednej formacji. Koło Rawicza osady formacji mosińskiej dolnej składają się w 100% z piasków i piaskowców, a osady formacji czempińskiej w przybliżeniu po połowie składają się z mułków i mułowców oraz ropy i ropy. Z kolei formacje mosińska górna i leszczyńska są na tym obszarze często trudne do rozdzielania (Osijuk, Piwocki 1964; Piwocki 1975). Można jednak przyjąć, że formacja mosińska górna w 100% składa się z piasków i piaskowców. Natomiast formacja leszczyń-

ska, zdecydowanie przeważająca w masie osadów paleogeńskich okolic Rawicza, zbudowana jest prawie wyłącznie z piasków i piaskowców. Mułki i mułowce stanowią tam zaledwie około 1% (Piwocki 1975).

W N Wielkopolsce paleogen reprezentowany jest przez osady formacji czempieńskiej i mosińskiej górnej (Piwocki 1973). Analogiczna sytuacja jest m.in. w rejonie Kalisza (Ciuk 1973). Natomiast na obszarach złóż węgla brunatnego, takich jak: Koźmin N, Piaski i Bilczew-Drzewce, występują zazwyczaj 2 lub 3 formacje (Widera 2002b). Dla wymienionych obszarów skład litofacjalny nie został określony, głównie ze względu na wątpliwą litostratygrafię. Wyliczono go natomiast dla formacji czempieńskiej okolic Wyrzyska, Wysokiej i Miasteczka Krajeńskiego. W jej składzie przeważają mułki i mułowce – 60,5%, a pozostałą część stanowią piaski i piaskowce – 26%, iły i iłowce – 13,0% oraz węgle brunatne 0,5% (Piwocki 1973). Natomiast formacja mosińska górna na omawianym obszarze N fragmentu Wielkopolski zbudowana jest głównie z piasków i piaskowców.

Obszar rowu Lubstowa wyróżnia się trudną do ustalenia litostratygrafią. Przede wszystkim dotyczy to osiowych części rowu, gdzie przeważają piaski i piaskowce charakterystyczne zarówno dla formacji mosińskiej dolnej, jak i dla formacji mosińskiej górnej (Widera 2004). W najgłębszych częściach tej struktury tektonicznej piaski i piaskowce stanowią około 95%, mułki i mułowce ponad 4%, węgiel brunatny niespełna 1% miąższości. Odmienne sytuacja przedstawia się w płytszych częściach rowu i na jego obszarze ramowym. W tym przypadku paleogen zbudowany jest w przybliżeniu w 50% z piasków i piaskowców oraz w 50% z mułków i mułowców.



Ryc. 23. Skład litofacjalny paleogenu w rowie Naramowice

Objaśnienia jak na ryc. 22

Fig. 23. Lithofacies composition of the Paleogene in the Naramowice Graben

Explanations in Fig. 22

Najdokładniej procentowy udział poszczególnych typów litologicznych skał określono dla złóż węgla brunatnego, wypełniających rowy Mosiny i Naramowic (Widera, Capińska 2003; Widera i in. 2004). W składzie litofacjalnym wszystkich 3 paleogeńskich formacji, występujących na obszarze obu złóż, widoczne jest bardzo duże podobieństwo (ryc. 22, 23). Niewielkie różnice zaznaczają się tylko w przypadku formacji czempińskiej, gdzie przekraczają 10%. Natomiast w przypadku formacji mosińskiej dolnej i górnej różnice w składzie litofacjalnym są nawet mniejsze od 5% (ryc. 22, 23). Formacja mosińska dolna zbudowana jest prawie wyłącznie z piasków i piaskowców w obu rowach (ryc. 22A, 23A). W rowie Naramowic niewielką domieszkę stanowią ility i ilowce. Natomiast formacja czempińska jest jedyną, w której przeważają mułki i mułowce. Ich zawartość w składzie litofacjalnym wynosi odpowiednio 63% dla rowu Mosiny i 52% dla rowu Naramowic. W formacji czempińskiej obu omawianych obszarów pojawiają się w ilości do 2,0% również węgle brunatne, tzw. V czempińskiej grupy pokładów (ryc. 22B, 23B). Z kolei formacja mosińska górna jest niemal powtórzeniem formacji mosińskiej dolnej. W składzie formacji mosińskiej górnej obu rowów dominują piaski i piaskowce (ryc. 22C, 23C). W rowie Mosiny niewielki udział, do 5%, stanowią mułki i mułowce. Natomiast w rowie Naramowic domieszki innych litofacji oscylują wokół 1% (ryc. 22C, 23C).

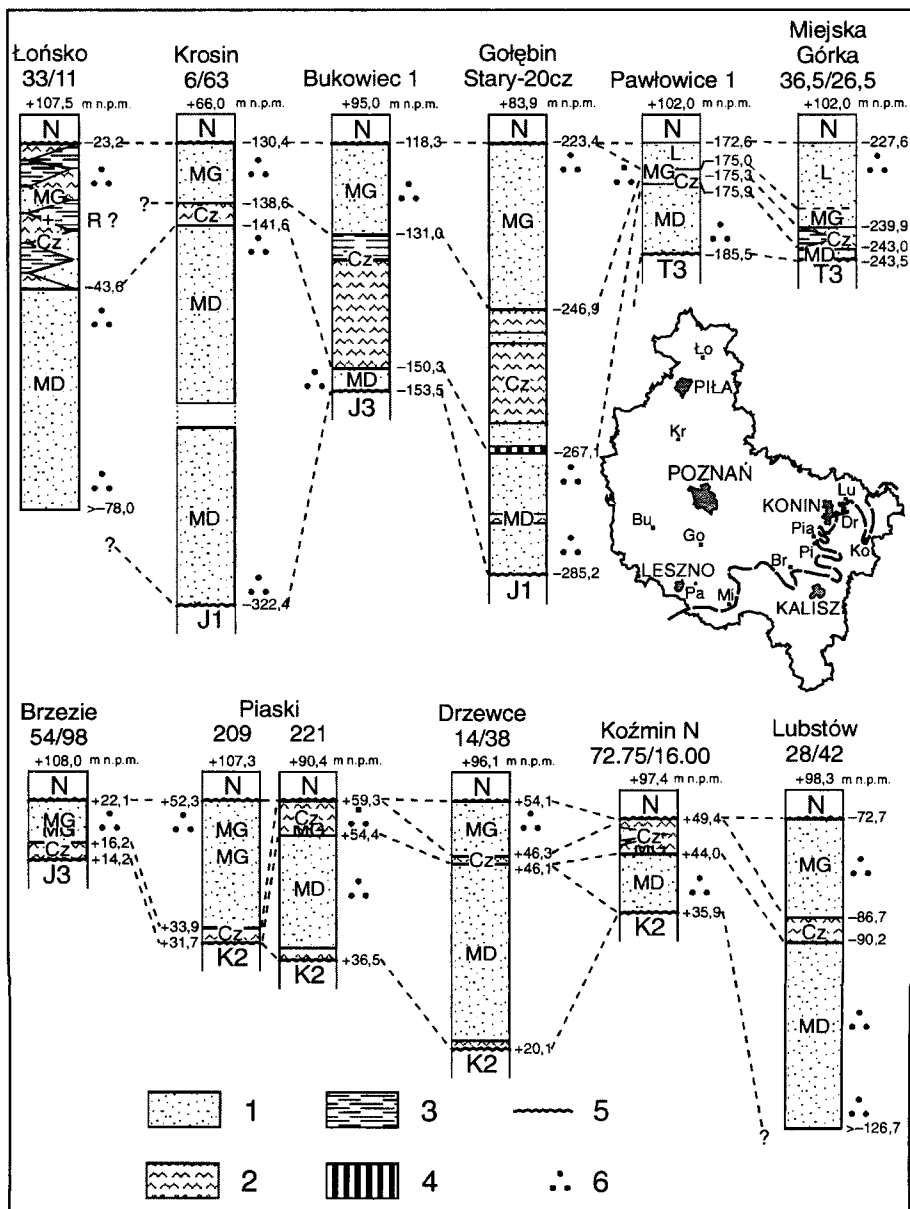
Duże podobieństwo w składzie litofacjalnym kolejnych paleogeńskich formacji wypełniających rowy Mosiny i Naramowic wynika zapewne z ich bliskości. Poza tym oba porównywane obszary należą do wspólnej większej jednostki tektonicznej, tzw. strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica. Dowodzi to zbliżonego rozwoju tektonicznego obu rowów, a w konsekwencji również podobnych warunków sedymentacji. Dlatego skład litofacjalny paleogenu w rowach Mosiny i Naramowic jest niemal równy, a niewielkie różnice mogą być tłumaczone przyczynami facjalnymi.

1.4. Korelacja profili litostratygraficznych paleogenu dla różnych obszarów Wielkopolski

Korelacja wybranych profili z obszaru Wielkopolski ukazuje zmienność osadów zarówno w pionie, jak i poziomie (ryc. 24). Takie zestawienie profili, oprócz litologii, przedstawia również stosunki miąższościowe poszczególnych wydziałów litostratygraficznych. Ponadto, tak zestawione profile ukazują kompletność stratygraficzną oraz wyklinowanie lub zazębienie się różnych, lecz częściowo synchronicznych jednostek litostratygraficznych.

Do korelacji litostratygraficznej wybrano profile, które przedstawiają najbardziej typową sekwencję litologiczną dla określonych fragmentów

Wielkopolski (ryc. 24). Nie zawsze są to jednak profile, w których miąższość paleogenu albo którejs z paleogeńskich formacji jest największa. Przeważnie są to profile najbardziej kompletne, czyli zawierające wszystkie jednostki litostratygiczne stwierdzone na danym obszarze.



Wśród wybranych 12 profili w większości przypadków udało się przyporządkować osady wszystkim 3 górnioeoceno-dolnoooligocenoformacjom. Wyjątek stanowią profile otworów Piaski 209 i Piaski 221 oraz Brzezie 54/98, gdzie wyróżniono jedynie 2 formacje (ryc. 24). W przypadku otworu Łońsko 33/11, zlokalizowanego na N rubieżach Wielkopolski, osady formacji czempińskiej i mosińskiej górnej nie zostały rozdzielone. Wynika to z bardzo dużego podobieństwa litologicznego obu jednostek. Wydaje się wielce prawdopodobne, że jest to strefa zazębiana się lądowych i płytkomorskich osadów formacji czempińskiej i mosińskiej górnej z głębokomorskimi osadami formacji rupelskiej (Piwocki 2001, 2004a, b). Natomiast w SW Wielkopolsce, w otworach Miejska Górka 36,5/26,5 i Pawłowice 1, w stropie paleogenu wyróżniono górnooligocenoformacje piaski pylaste z licznym muskowitem jako formację leszczyńską. Osady formacji leszczyńskiej, w przeciwieństwie do pozostałych formacji paleogennych, występują wyłącznie w SW Wielkopolsce i często obejmują tam większą część profili paleogenu w otworach wiertniczych (ryc. 24).

Litologia osadów kolejnych wydziałów litostratygraficznych w profilach otworów wiertniczych zmienia się nieznacznie w kierunku równoleżnikowym. Zarówno w najdalej na W wysuniętym otworze Bukowiec 1, jak i we E Wielkopolsce w otworze Lubstów 28/42 występują wszystkie dolnoooligocenoformacje. Różnice są tylko w miąższości poszczególnych wydziałów (ryc. 24). W innych profilach kompletność litostratygraficzna jest zazwyczaj mniejsza, gdyż brakuje w nich co najmniej jednej formacji. Wyjątek stanowi otwór Gołębin Stary-20cz, w którym paleogen jest wykształcony najbardziej typowo (Ciuk 1965, 1974; Kosmowska-Ceranowicz, Bühmann 1982). Ten stratotypowy otwór jest zlokalizowany na obszarze rowu Czempinia, od którego pochodzi nazwa formacji czempińskiej. Z kolei nazwy formacji mosińskiej dolnej i górnej pochodzą od nazwy sąsiadującej struktury tekto-



Ryc. 24. Zestawienie kilku typowych profili z osadami paleogennymi w Wielkopolsce

1 - piaski i piaszczowce; 2 - mulki i mulowce; 3 - ility i ilowce; 4 - węgle brunatne; 5 - niezgodności; 6 - glaukonit; formacje litostratygraficzne: MD - mosińska dolna, Cz - czempińska, MG - mosińska górna, L - leszczyńska, R - rupelska; jednostki chronostratygraficzne: N - neogen, T3 - górnymytrias, J1 - dolna jura, J3 - górna jura, Cr2 - górna kreda; lokalizacja otworów wiertniczych z przedstawionymi i analizowanymi profilami: Br - Brzezie 54/98, Bu - Bukowiec 1, Dr - Drzewce, Go - Gołębin Stary-20cz, Ko - Koźmin N 72.75/16.00, Kr - Krosin 6/63, Lu - Lubstów 28/42, Ło - Łońsko 33/11, Mi - Miejska Górka 36,5/26,5, Pa - Pawłowice 1, Pi - Piaski 209, Pia - Piaski 221

Fig. 24. Compilation of some typical profiles with the Paleogene deposits in Wielkopolska

1 - sands and sandstones; 2 - silts and siltstones; 3 - clays and claystones; 4 - lignites; 5 - unconformities; 6 - glauconite; Lithostratigraphic formations: MD - Lower Mosina, Cz - Czempin, MG - Upper Mosina, L - Leszno, R - Rupelian; Chronostratigraphic units: N - Neogene, T3 - Upper Triassic, J1 - Lower Jurassic, J3 - Upper Jurassic, Cr2 - Upper Cretaceous; Location of boreholes with presented and examined profiles: Br - Brzezie 54/98, Bu - Bukowiec 1, Dr - Drzewce, Go - Gołębin Stary-20cz, Ko - Koźmin N 72.75/16.00, Kr - Krosin 6/63, Lu - Lubstów 28/42, Ło - Łońsko 33/11, Mi - Miejska Górka 36,5/26,5, Pa - Pawłowice 1, Pi - Piaski 209, Pia - Piaski 221

nicznej, tj. rowu Mosiny (Ciuk 1965, 1974). Natomiast zmienność w przekroju południkowym przez Wielkopolskę zmienia się znacznie wyraźniej (ryc. 24). Najlepiej jest to widoczne w najbardziej N i S części obszaru badań. W przypadku profilu otworu Łońsko 33/11 doskonale ukazane jest facjalne przejście między formacją rupelską a formacjami czempińską i mosińską górną (Piwocki 2001, 2004a). Natomiast w otworach Pawłowice 1 i Miejska Górka 36,5/26,5 występuje górnooligocenska formacja leszczyńska. Osady tej formacji wyklinowują się w kierunku N i we wspomnianym wyżej stratotypowym otworze Gołębin Stary-20cz już nie są wyróżniane (ryc. 24).

2. NEOGEN

2.1. Schemat litostratygaficzny neogenu centralnej części Nizu Polskiego

W obrębie neogenu Nizu Polskiego wydziela się liczne jednostki litostratygaficzne w randze formacji i ogniów. Większość z nich występuje w Wielkopolsce. Część nazw formacji, zwanych wówczas warstwami, pochodzi z lat 60. ubiegłego stulecia (Ciuk 1965, 1967). Zostały one zawarte w pierwszym pełnym schemacie litostratygaficznym neogenu Nizu Polskiego (Ciuk 1970). Lata 90. XX w. przyniosły m.in. zmiany terminologiczne polegające na zastąpieniu warstw nazwami formacji, wydzieleniu ogniów w obrębie niektórych formacji i dodaniu lokalnych odpowiedników istniejącym już wcześniej jednostkom litostratygaficznym (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). Z drugiej strony, schematy Ciuka (1967, 1970) oraz Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995, 1997) dla obszaru E Wielkopolski zakwestionowane zostały przez Widerę (1998, 2000a, 2001a, 2002b), Widerę i Mazurka (2000) oraz Widerę i in. (2000). Jednocześnie na tym terenie wyróżniono nowe lokalne jednostki litostratygaficzne (Widera 2001a, 2002b, 2004).

Osady neogeńskie mogą zalegać zgodnie na paleogenie wyłącznie w SW Wielkopolsce, czyli tam, gdzie występuje górnooligocenska formacja leszczyńska. Obszar sedimentacyjnego przejścia paleogenu w neogen należy nawet ograniczyć do najbliższego otoczenia Rawicza - rowu Chobieni-Rawicza, gdzie występuje tzw. ogniwo dąbrowskie (Piwocki 1975, 1992, 1998; Piwocki i in. 1996a; Ważyńska 1998). Na pozostałym obszarze Wielkopolski dolna granica neogenu jest wyraźnie erozyjna. W spągu neogenu występuje często warstewka grubych piasków, niekiedy ze żwirami (Walkiewicz 1984; Piwocki 1975; Piwocki i in. 1996a). Można to tłumaczyć ruchami diastroficznymi z przełomu paleogen/neogen, których następstwem była erozja osadów starszych.

W dotychczasowym podziale litostratygraficznym neogenu Wielkopolski wyróżnia się 5 głównych formacji, nawiązujących nazewnictwem do wydzieleni Ciuka (1967, 1970). Są to następujące formacje: rawicka, ścinawska, pawłowska, adamowska i poznańska (ryc. 25). Obszary typowego występowania wymienionych formacji w większości przypadków zlokalizowane są na terenie Wielkopolski. Jedynie profile stratotypowe formacji ścinawskiej znajdują się poza Wielkopolską (Ciuk 1967, 1970; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995). Inne wydzielenia litostratygraficzne, jak: formacja krajeńska,

CHRONO-STRATYGRAFIA		WIEK [mln lat]	LITOSTRATYGRAFIA		
K E N O Z O I K	N E O G E N	Holocen			
		Plejstocen	0,0115		
		Pliocen	1,81±0	luka stratygraficzna	
			5,33±0		
		M i o c e n	górny	11,61±0	formacja poznańska
			środkowy		ogniwo wielkopolskie
			dolny	15,97±0	ogniwo środkowopolskie
					formacja „adamowska” formacja pawłowska
				formacja ścinawska/krajeńska	
				formacja rawicka/ gorzowska	
		ogniwo żarskie			
		ogniwo dąbrowskie			
PALEOGEN		23,03±0			

Ryc. 25. Schemat litostratygraficzny neogenu w centralnej części Nizżu Polskiego

Chronostratygrafia według: Steininger, Rögl 1983, Daniels i in. 1985, Steininger i in. 1987; wiek według Gradsteina i in. 2004; litostratygrafia według: Ciuka 1965, 1967, 1970, Piwockiego, Ziemińskiej-Tworzydło 1995, 1997, Piwockiego i in. 1996a, 2004

Fig. 25. Lithostratigraphic scheme of the Neogene in central part of the Polish Lowlands

Chronostratigraphy according to: Steininger, Rögl 1983, Daniels et al. 1985, Steininger et al. 1987; Age according to Gradstein et al. 2004; Lithostratigraphy according to: Ciuk 1965, 1967, 1970, Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997, Piwocki et al. 1996a, 2004

formacja gorzowska, ogniwo dąbrowskie i ogniwo żarskie, można uznać za lokalne odpowiedniki oraz za jednostki niższego rzędu – ogniwa (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). Uważam, że spośród nich formacja krajeńska, będąca litostratygraficznym korelatem formacji ścinawskiej, oraz ogniwa dąbrowskie i żarskie powinny znajdować się w schemacie litostratygraficznym neogenu Wielkopolski. Obszar typowego wykształcenia formacji krajeńskiej, z litostratotypowymi profilami posiadającymi bardzo dobrą dokumentację palinologiczną (Kohlman-Adamska 1993), znajduje się na obszarze badań, tj. w N Wielkopolsce. Uzasadnione jest także wyróżnienie 2 ogniw w obrębie formacji rawickiej dla najbardziej SW Wielkopolski, czyli tam, gdzie występują osady piaszczysto-mułkowe z węglami brunatnymi, tzw. IV dąbrowskiej grupy pokładów – ogniwo dąbrowskie (Piwocki 1992). Wyżej w profilu występują osady mineralne zaliczane do ogniwa żarskiego (ryc. 25). Ogniwa dąbrowskie i żarskie przechodzą facjalnie w osady formacji rawickiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Ważyńska 1998; Piwocki i in. 1996a). Z drugiej strony, nie ma uzasadnionej potrzeby wprowadzania do omawianego schematu nazwy formacji gorzowskiej, będącej litostratygraficznym odpowiednikiem formacji rawickiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995). Charakterystyczne profile formacji gorzowskiej znajdują się w okolicy Gorzowa, a więc poza Wielkopolską. Warto również dodać, że równoprawnym terminologicznie odpowiednikiem ogniwa środkowopolskiego jest ogniwo iłów szarych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995). W prezentowanym schemacie nazwa ta została pominięta, gdyż należałoby konsekwentnie wyróżnić ogniwo iłów zielonych i ogniwo iłów płomienistych w obrębie ogniwa wielkopolskiego. W ostatnich latach przestaje się przypisywać zarówno iłom zielonym, jak i płomienistym znaczenie litostratygraficzne (Wagner 1982; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Ważyńska 1998; Górniak i in. 2001; Piwocki i in. 1996a). Z powyższych względów Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995, 1997) zaproponowali połączenie ogniwa iłów zielonych i ogniwa iłów płomienistych w jedną wspólną jednostkę litostratygraficzną – ogniwo wielkopolskie (ryc. 25).

2.2. Charakterystyka litologiczno-mineralogiczna i sedymentologiczna osadów neogeńskich w odsłonięciach

Osady neogeńskie najlepiej dostępne są do bezpośrednich obserwacji w wielkopolskich odkrywkach węgla brunatnego KWB Konin i KWB Adamów. Osady te powstały w okresie obejmującym przedział od wczesnego

miocenu po późny miocen, a być może nawet najniższy pliocen. Są to kolejno osady reprezentujące następujące formacje: rawicką, ścinawską, „adamowską” i poznańską z ogniwami środkowopolskim i wielkopolskim (por.: ryc. 25).

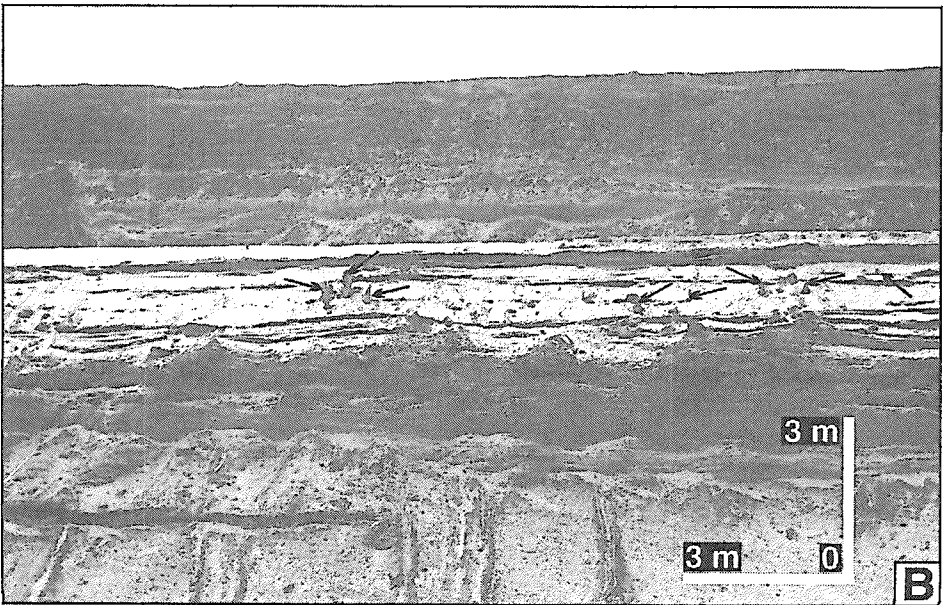
Spośród wymienionych jednostek litostratygraficznych formacja rawicka i ścinawska występują wyłącznie w odkrywce Lubstów. Natomiast inne wyżej wymienione formacje i ogniwa odsłaniają się w pozostałych konińsko-turkowskich odkrywkach węgla brunatnego.

2.2.1. Formacja rawicka

W spągu formacji rawickiej zalegają osady paleogeńskie (dolnooligocieńskie) lub mezozoiczne (górnokredowe). Ponad formacją rawicką zalega II łuzyccki pokład węgla brunatnego – pokład lubstowski. Z tego powodu formacja rawicka, na obszarze złoża węgla brunatnego Lubstów, jest jedną z najlepiej zdefiniowanych jednostek litostratygraficznych (Ciuk, Grabowska 1991; Piwocki 1994; Kasiński i in. 1994; Widera 1998, 2000b, c, 2004).

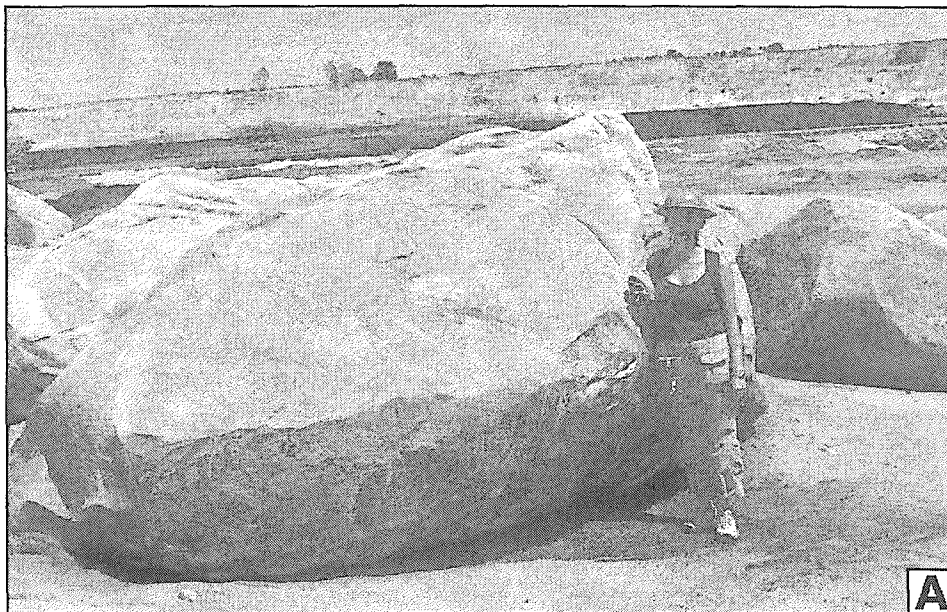
Na obszarze odkrywki Lubstów osady formacji rawickiej zalegają ciągłym pakietem o relatywnie wyrównanej grubości około 20–30 m. Do bezpośrednich obserwacji dostępne są wyłącznie przystropowe, sięgające maksymalnie 6–8 m miąższości, osady tej formacji (Widera i in. 2005).

Charakterystykę sedymentologiczną osadów formacji rawickiej oparto na wynikach różnych badań 761 próbek. Osady formacji rawickiej w odkrywce Lubstów cechują się przede wszystkim zaburzeniami tektonicznymi. Ich skutkiem są deniwelacje stropu i spągu formacji rawickiej, przekraczające nawet 120 m (Widera 1998, 2000b, 2004). Osady wychylone są z ich sedymentacyjnego położenia lub są zdyslokowane w sposób ciągły i nieciągły (ryc. 26A). Barwa osadu zmienia się od białych piasków kwarcowych, poprzez szare, do czarnych piasków zabarwionych substancją organiczną (pl. II: A). Wśród piasków lokalnie występują cienkie przewarstwienia węgla brunatnych. W piaskach przeważają struktury sedymentacyjne, charakterystyczne dla środowiska niskoenergetycznego (Allen 1965; Gradziński i in. 1986). Wśród różnego typu warstwowań wymienić można następujące: tabularne płaskie w dużej skali, tabularne przekątne w małej skali, przekątne rynnowe niskokątowe w dużej skali i przekątne rynnowe w małej skali. Najczęściej struktury sedymentacyjne są słabo czytelne z powodu procesów postsedymentacyjnych. W brzeźnych częściach złoża, w stropowych warstwach formacji rawickiej osady piaszczyste przewarstwiają się z poziomami organicznymi, wśród których występują pnie drzew w pozycji wzrostu (ryc. 26B).



Ryc. 26. Osady formacji rawickiej w odkrywce Lubstów: **A.** Tektonicznie nachylone piaski, zafałdowane i zuskokowane (sierpień 2004 r.); **B.** Poziomo warstwowane piaski i cienkie warstwy węgla brunatnych z widocznymi fragmentami korzeni w pozycji przyżyciowej (sierpień 2004 r.)

Fig. 26. Deposits of the Rawicz Formation in the Lubstów open-cast: **A.** Tectonically inclined sands with folds and faults (August 2004); **B.** Horizontally stratified sands and thin layers of lignites with visible root fragments buried in upright growth position (August 2004)



Ryc. 27. Efekty procesów sylifikacji i pirytyzacji w osadach formacji rawickiej w odkrywcze Lubstów: A. Piaskowce kwarcytoczne (czerwiec 2005 r.); B. Konkrecje pirytowe w drobnoziarnistych piaskach podwęglowych (sierpień 2004 r.)

Fig. 27. Effects of the silification and pyritization processes within deposits of the Rawicz Formation in the Lubstów open-cast: A. Siliceous sandstones (June 2005); B. Pyrite concretions in fine-grained sub-lignite sands (August 2004)

W wielu miejscach stwierdzono silnie zlityfikowane piaski, m.in. formacji rawickiej (ryc. 27A). Transformacja piasków w piaskowce kwarcytoczne łączona jest ostatnio z procesami sylikacji w środowisku glebowym (Górnjak i in. 1996; Bahranowski i in. 1997). Za taką interpretacją przemawia fakt występowania struktur pokorzeniowych, z uwęglonymi korzeniami włącznie, w stropowych częściach ławic piaskowców. Miąższość warstw piaskowcowych nie przekracza 2–3 m, a zwykle wynosi kilkadziesiąt centymetrów. Intensywność sylikacji zmniejsza się w dół profilu, powodując stopniowe przejście piaskowców w piaski. Należy wyraźnie powiedzieć, że omawiane piaskowce są różnowiekowe i dlatego nie stanowią istotnego poziomu litostratygraficznego (Biernat 1962; Widera 2001a, b).

W litosomach białych piasków kwarcowych odnotowano obecność bezładnie rozmieszczonych konkrecji siarczków żelaza, najprawdopodobniej pirytu (ryc. 27B). Wspomniane konkrecje, ze względu na ich unikatowość w piaskach podwęglowych wielkopolskich odkrywek węgla brunatnego, zostały zbadane mikroskopowo oraz poddane analizie rentgenostrukturalnej.

Bardzo interesujące, a zarazem nieoczekiwane było stwierdzenie toczeńców ilastych w piaskach formacji rawickiej. W tym przypadku zaskakujący był ich skład mineralny. Makroskopowo określono, że wspomniane toczeńce zbudowane są z kaolinitu, co następnie pozytywnie zweryfikowano również za pomocą analizy rentgenostrukturalnej.

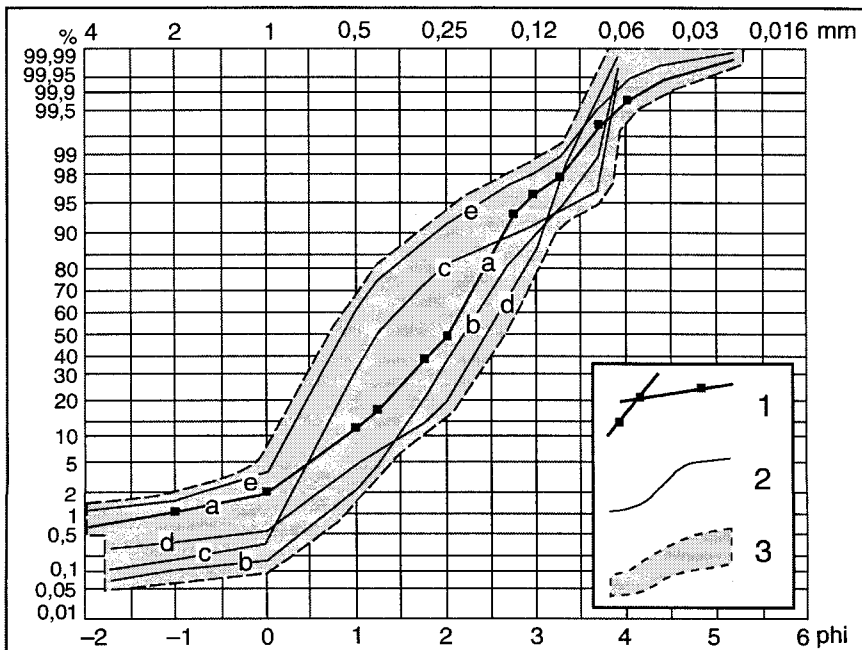
Z analizy uziarnienia 591 próbek wynika, że 60% z nich reprezentuje piaski drobnoziarniste. Z kolei piaski pylaste stanowią 20%, a piaski średnioziarniste 14% wszystkich próbek. Natomiast piaski zailone i piaski gruboziarniste ze żwirem stanowią po około 3% (Maksymowicz i in. 1980). Jednak otoczaki żwirów nie przekraczają 4 mm średnicy (pl. II: B). Zatem, drobna frakcja piaszczysta zdecydowanie przeważa w osadach formacji rawickiej.

Podobne rezultaty osiągnięto dla 80 próbek, które pobrano z przystropowych warstw formacji rawickiej. Statystyczne parametry uziarnienia wyznaczono graficzną metodą Folka i Warda. Średnia średnica oraz mediana mieszczą się w przedziale od 0,9 do 2,4 phi, czyli około 0,19–0,51 mm (ryc. 28, tab. 4). Wszystkie próbki reprezentują osad umiarkowanie dobrze wysortowany. Dla nieco ponad połowy próbek, tj. 58%, otrzymano ujemne wartości skośności. Natomiast wartości spłaszczenia są większe od 1,0 dla 88% próbek. W odniesieniu do osadów paleogeńskich osady formacji rawickiej są wyraźnie słabiej wysortowane. Występuje w nich więcej frakcji średnio- i grubopiaszczystej oraz żwirowej. Natomiast w osadach formacji rawickiej z odkrywki Lubstów jest mniej frakcji ilastej niż w osadach paleogeńskich, odsłaniających się na obrzeżach Konina.

Tabela 4. Parametry statystyczne obliczone przy użyciu metody Folka i Warda (1957) dla pięciu wybranych próbek piasków formacji rawickiej z odkrywki Lubstów, przedstawionych na ryc. 28

Table 4. Statistical parameters calculated using method by Folk and Ward (1957) for 5 selected samples of the Rawicz Formation sands from the Lubstów open-cast presented in Fig. 28

Krzywa Curve	Mediana Median	Średnia średnica Mean grain size	Standardowe odchylenie Standard deviation	Skośność Skewness	Splaszczanie Kurtosis
a	2,0 phi	1,98 phi	0,62 phi	-025	1,11
	0,25 mm	0,26 mm			
b	2,2 phi	2,18 phi	0,59 phi	-0,02	1,09
	0,22 mm	0,23 mm			
c	1,35 phi	1,45 phi	0,58 phi	0,74	0,62
	0,43 mm	0,38 mm			
d	2,4 phi	2,40 phi	0,60 phi	-0,10	1,41
	0,19 mm	0,19 mm			
e	0,9 phi	1,02 phi	0,68 phi	0,35	1,30
	0,51 mm	0,49 mm			



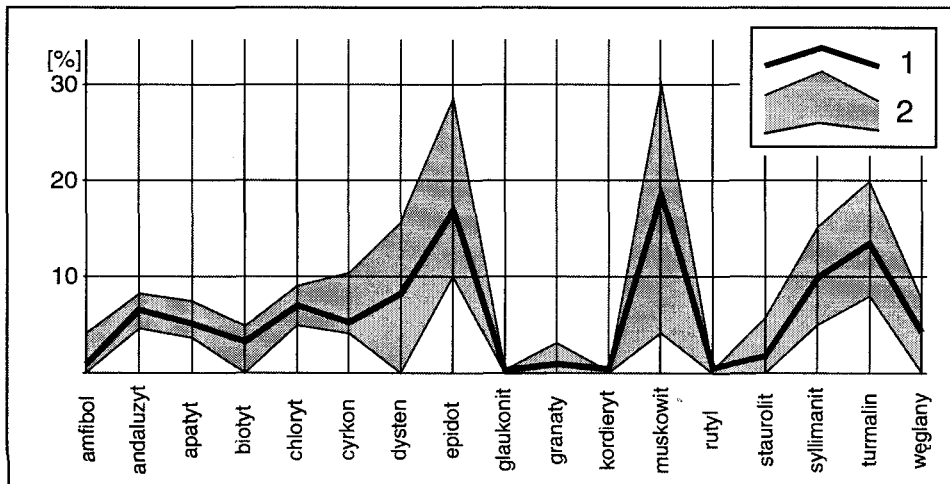
Ryc. 28. Krzywe kumulacyjne uziarnienia piasków formacji rawickiej z odkrywki Lubstów
Objaśnienia jak na ryc. 11

Fig. 28. Cumulative grain-size distribution of sands of the Rawicz Formation from the Lubstów open-cast

Explanations in Fig. 11

W przypadku piasków formacji rawickiej ze złoża Lubstów efektywność metody Vishera jest ograniczona. Ze względu na mniejszą dojrzałość teksturálną osadów trudno jest wydzielić subpopulacje w obrębie populacji: trakcyjnej, saltacyjnej i suspensyjnej. Kształty krzywych kumulacyjnych są jednak np. wklęsło-wypukło-wklęsłe lub wklęsło-wypukłe (ryc. 28). Ten typ krzywych jest charakterystyczny przede wszystkim dla środowisk rzecznych, a częściowo również dla środowisk jeziornych (Allen 1965; Gradziński i in. 1986; Racinowski i in. 2001). Wydaje się wielce prawdopodobne, że piaski były transportowane przez rzeki spływające do obniżającego się rowu tektonicznego, którego obszar mógł okresowo stanowić jezioro. Krzywe kumulacyjne dla osadów formacji rawickiej mieszczą się w szerokim zakresie zmienności, charakterystycznym dla piasków podwęglowych z obszarów innych złóż węgla brunatnego w Polsce (Osijek 1979; Słomka i in. 2000).

W składzie minerałów ciężkich najliczniej reprezentowane są: muskowit, dysten i turmalin. Średni ich udział wynosi kilkanaście procent, a wartości maksymalne zawierają się w przedziale od 20 do 30% (ryc. 29). W przebadanych próbkach brak jest m.in. glaukonitu, a zawartość amfiboli, granatów i rutylu wynosi poniżej 5%. Przedstawiony zespół minerałów ciężkich jest trudny do skorelowania z którymkolwiek kompleksem mineralogicznym



Ryc. 29. Wykres przedstawiający zmienność składu przezroczystych minerałów ciężkich w piaskach formacji rawickiej z odkrywki Lubstów

Objaśnienia jak na ryc. 15

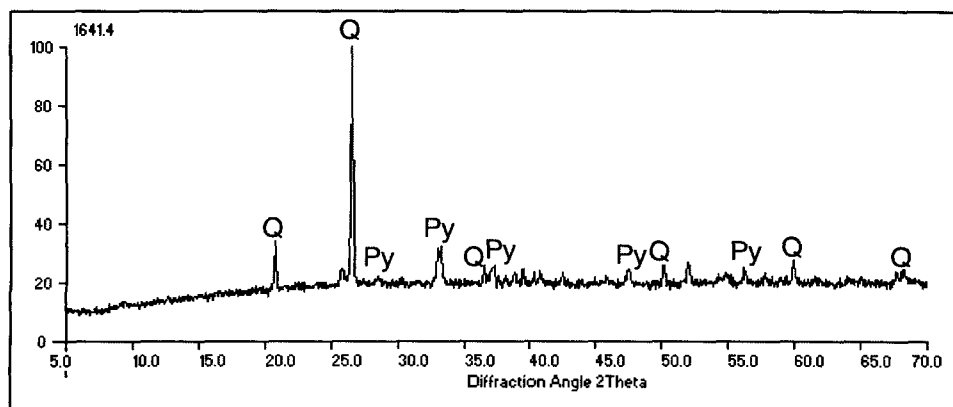
Fig. 29. Diagram presented changes in the transparent heavy minerals composition in sands of the Rawicz Formation from the Lubstów open-cast

Explanations in Fig. 15

z innych części Niżu Polskiego (Kosmowska-Ceranowicz 1979; Kosmowska-Ceranowicz, Büchmann 1982; Kramarska 2004). Z jednej strony wpływ na to może mieć znaczna odległość od porównywanych obszarów. Jednak z drugiej strony, zauważalne jest duże podobieństwo mineralogiczne składu ilościowo-jakościowego frakcji ciężkiej, zawartej w osadach formacji rawickiej z odkrywki Lubstów, jak i w osadach paleogeńskich z okolic Konina. Dlatego na podstawie składu minerałów ciężkich nie można jednoznacznie rozróżnić morskich osadów wczesnooligocenkich i rzecznych osadów wczesnomiocenkich we E Wielkopolsce.

Wskaźnik obtoczenia ziarn piasków należących do formacji rawickiej mieści się w przedziale od 1,02 do 4,16. Jednakże w większości próbek ziarna ostrokrawędziste stanowią ponad 50% wszystkich ziaren. Natomiast podrzędną klasą są ziarna słabo obtoczone. Łatwo zauważalne są pęknięcia ziaren oraz wklęsłości na ich powierzchni. O ile pęknięcia można tłumaczyć zderzeniami, o tyle wklęsłości są najprawdopodobniej efektem korozji chemicznej ziarn kwarcu (Górniak i in. 1996).

W celu oszacowania wpływu kompaktacji piasków formacji rawickiej na powstanie przestrzeni akomodacyjnej wyliczono tzw. współczynnik zagęszczenia. Na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych 67 próbek uzyskano przedział zmienności współczynnika zagęszczenia od 1,02 do 1,13. Oznacza to, że teoretycznie możliwe zagęszczenie np. piasków o miąższości



Ryc. 30. Dyfraktogram rentgenowski kongrecji pirytowych z piasków formacji rawickiej, odkrywka Lubstów

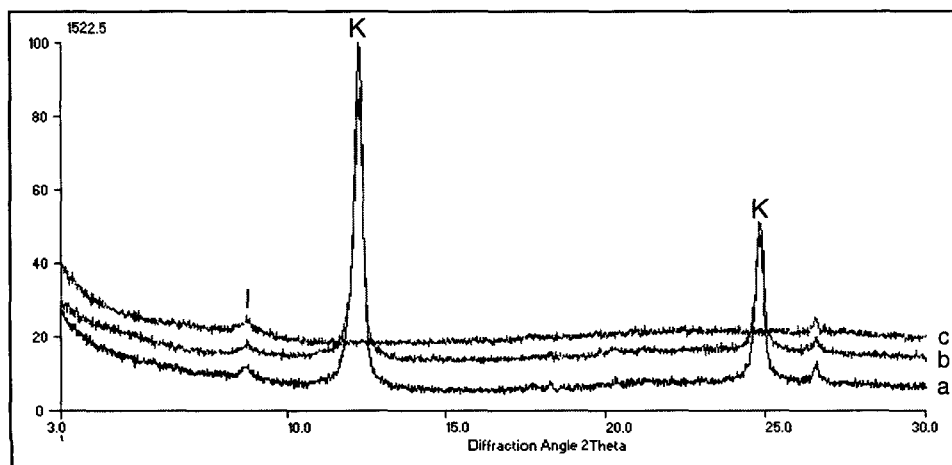
Py - piryt, Q - kwarc

Fig. 30. X-ray diffraction (XRD) patterns of the pyrite concretions in sands of the Rawicz Formation, the Lubstów open-cast

Py - pyrite, Q - quartz

102,0–113,0 m spowodowałyby subsydencję powierzchniową wynoszącą 2,0–13,0 m. Zatem, wyliczenia Staszkievicza (1960), który tłumaczy powstawanie złóż węgla brunatnego we E Wielkopolsce kompaktacją piasków podwęglowych, można uznać za przeszacowane. Poza tym, empiryczne krzywe kompaktacji Sclatera i Christiego (1980) oraz badania Baldwina i Butlera (1985) również dowodzą, że przy nadkładzie poniżej 300 m miąższości piaski deponowane w środowisku wodnym ulegają zagęszczeniu w stopniu nieznacznym, tj. poniżej 5% progę istotności.

Wspomniane wcześniej zlepy kwarcu i siarczków żelaza występują wyłącznie w białych, czystych piaskach kwarcowych. Są to zwykle dość regularnie wykształcone kulki o wymiarach 3–8 mm (pl. II: C). Średnice kongregacji dochodzić mogą nawet do 4,5 cm (pl. II: H). Niekiedy regularny kształt nie jest zachowany, np. wtedy, gdy w skład zlepu włączone zostało większe ziarno żwiru kwarcowego (pl. II: D). Analiza rentgenostrukturalna wykazała zawartość kwarcu i pirytu (ryc. 30). Nie można jednak wykluczyć obecności markasytu. Obraz uzyskany zarówno w mikroskopie optycznym, jak i w mikroskopie skaningowym dowodzi, że w kongregacjach ziarna kwarcu są zlepione siarczkami żelaza. Drobnokrystaliczne siarczki Fe wypełniają prawie całkowicie przestrzeń porową między ziarnami kwarcu (pl. II: E–G). Trzeba zauważyć, że oba wymienione siarczki Fe, czyli piryt i markasyt,



Ryc. 31. Dyfraktogramy rentgenowskie frakcji ilastej z osadów paleogeńskich redeponowanych w piaski formacji rawickiej rowu Lubstowa

Objaśnienia jak na ryc. 14

Fig. 31. X-ray diffraction (XRD) patterns of clayey fraction of the Paleogene sediments redeposited into the Rawicz Formation sands of the Lubstów Graben

Explanations in Fig. 14

często współwystępują w osadach brunatnowęglowych. Zazwyczaj piryty odgrywa rolę dominującą, np. w złożu Bełchatów (Stachura, Ratajczak 2004). W złożu Turów, obok dominujących konkrecji syderytowych, stwierdzono również konkrecje pirytowe i pirytowo-markasytowe (Ciuk i in. 1992). Wspomniane konkrecje siarczków Fe stanowią interesujący składnik litologiczny osadów formacji rawickiej. Ich wartość poznawcza jest duża, gdyż dowodzi np. istnienia w zdeponowanych piaskach warunków redukcyjnych środowiska niezbędnych do redukcji kationów Fe (Ciuk i in. 1992; Stachura, Ratajczak 2004). Natomiast przydatność tych konkrecji do celów litostratigraficznych jest znikoma.

Na koniec pozostaje problem stwierdzonych wśród piasków formacji rawickiej kaolinitowych toczeńców, o których wspomniano już przy omawianiu osadów paleogeńskich. Rentgenogram potwierdził przypuszczenie, że dominującym minerałem ilastym występującym w toczeńcach jest kaolinit (ryc. 31). W tej części Polski minerał ten, ze śladami illitu, znany jest wyłącznie z osadów paleogeńskich w stanowiskach Konin-Przydziałki i Stare Miasto-Cmentarz (por.: ryc. 14 i 19). Można podejrzewać, że obecność toczeńców kaolinitowych, uzbrojonych piaskiem kwarcowym, świadczy o redepozycji fragmentów skał paleogeńskich do osadów neogeńskich. Sprzyjała temu na pewno aktywność tektoniczna rowu Lubstowa, zwłaszcza silniej wyrażona subsydencja partii osiowych rowu niż jego otoczenia (Biernat 1962; Ciuk, Grabowska 1991; Widera 1998, 2000b, 2004).

2.2.2. Formacja ścinawska

Formacja ścinawska, reprezentowana głównie przez II łużycki pokład węglowy i zazębiające się z nim osady mineralne, odsłania się jedynie w odkrywcze Lubstów. Pokład ten ma dobrą dokumentację palinologiczną (Ciuk, Grabowska 1991; Ważyńska 1998). Przydatność II pokładu łużyckiego z Lubstowa dla litostratigrafii i paleogeografii jest nie do przecenienia. Dlatego dla podkreślenia znaczenia i rangi omawianego pokładu nazwano go lubstowskim pokładem węgla brunatnego (Widera 1998, 2000c, 2001a). Rozprzestrzenienie formacji ścinawskiej pokrywa się z zasięgiem wcześniej opisanej formacji rawickiej. Miąższość tej formacji w rowie Lubstowa lokalnie przekracza 90 m.

Ukształtowanie powierzchni spągowej i stropowej formacji bardzo się różni. Deniwelacje spągu przekraczają 120 m, tj. od około 60 m p.p.m. do ponad 60 m n.p.m. Często w spągu formacji ścinawskiej występują liczne mezostruktury tektoniczne w postaci uskoków. Z kolei powierzchnia stropowa jest względnie wyrównana, poza najgłębszą SE częścią rowu Lubsto-

wa, gdzie deniwelacje przekraczają 40 m, oraz poza rynnami glacialnymi, gdzie osady formacji ścinawskiej są całkowicie zniszczone (pl. III: A).

Formacja ścinawska to w dominującej części węgle brunatne, stanowiące przeważnie 100% profili w osiowych częściach rowu Lubstowa. Średnia miąższość ciągłego pokładu węglowego wynosi około 25 m, a maksymalna przekracza 86 m (Widera 1998, 2000b). W brzeźnych partiach rowu główny pokład węglowy rozszczepia się na tzw. ławy węglowe (pl. III: B, C). W takich przypadkach sumaryczna miąższość przewarstwień piaszczystych może być większa niż łączna grubość węgli brunatnych. W litosomach piaszczystych dominują dwa typy warstwowań w dużej skali, tj. tabularne (pl. III: B) i horyzontalne (pl. III: C) przekątne. Najbardziej prawdopodobne wydaje się tłumaczenie, że w pierwszym przypadku struktury sedimentacyjne są zapisem delt progradujących do zbiornika, rozwijającego się w rowie tektonicznym. Natomiast w drugim przypadku można założyć, że są to osady typowe dla dużych, drobnoziarnistych stożków napływowych, kształtujących się przy krawędzi rowu tektonicznego. Warto dodać, że wnikliwe studium sedimentologiczne stożków napływowych w rowie Bełchatowa, a więc rozwijających się w podobnych warunkach, jak w rowie Lubstowa, wykonali Słomka i in. (2000).

Lubstowski pokład węglowy zbudowany jest z kilku litotypów węgla brunatnego (Widera 1997b). Rolę dominującą odgrywa litotyp detrytowy węgla brunatnego (Kwiecińska, Wagner 1997). Odznacza się on charakterystyczną łupliwością bloczkową (pl. III: D). Dowodzi to istnienia dużych naprężeń ścinających wywołanych obecnością grubego nadkładu lub ruchami tektonicznymi. Poprzez porównanie z innymi złożami konińsko-turkowskimi w tym przypadku za decydujący należy uznać czynnik tektoniczny. Stwierdzono także węgle ksylytowe w postaci rozpoznawalnych fragmentów roślinności drzewiastej porastającej torfowisko, jak: korzenie, pnie, gałęzie itd. Litotyp ksylytowy częściej pojawia się w brzeźnych częściach złoża, gdzie dodatkowo fragmenty drzew były nanoszone przez ciekę spływające do torfowiska. Natomiast litotypy węgli ksylo-detrytowych i detroksylytowych występują rzadziej (Kwiecińska, Wagner 1997). Z jednej strony obecność karp, czyli korzeni i dolnych części pni, w pozycji wzrostu dowodzi autochtoniczności węgli (Kulczyński 1952; Kruszewska, Dybova-Jachowicz 1997). Z drugiej zaś strony występowanie litotypu węgla ksylytowego, ksylo-detrytowego i detroksylytowego wśród litotypu detrytowego może świadczyć o suchych fazach rozwoju torfowiska (Kruszewska, Dybova-Jachowicz 1997). W czasie długotrwałego względnie niskiego poziomu wód gruntowych roślinność drzewiasta mogła zasiedlić centralne części torfowiska. Należy w tym miejscu dodać, że fosylizację pni drzew w pozycji wzrostu łączy się z subsrodowiskiem stożków napływowych, wkraczających w obręb torfowiska (Gradziński, Doktor 1984).

Tylko w takich warunkach, gdzie kompakcja niżej zalegającego torfu obniża powierzchnię depozycyjną, pnie drzew nie przewracają się, nie ulegają też rozkładowi, gdyż względnie szybko zostają przysypane kolejnymi warstwami piasków (Gradziński, Doktor 1984).

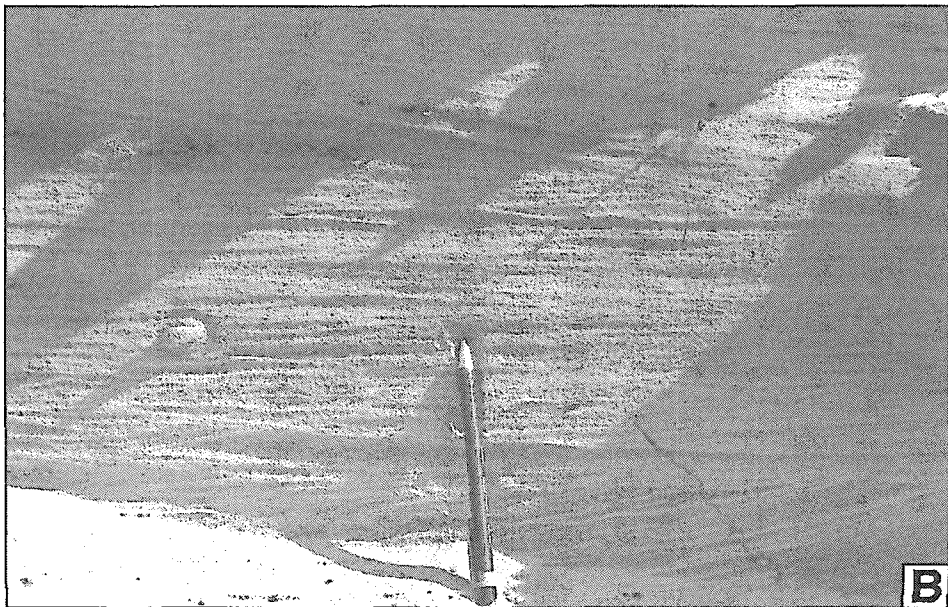
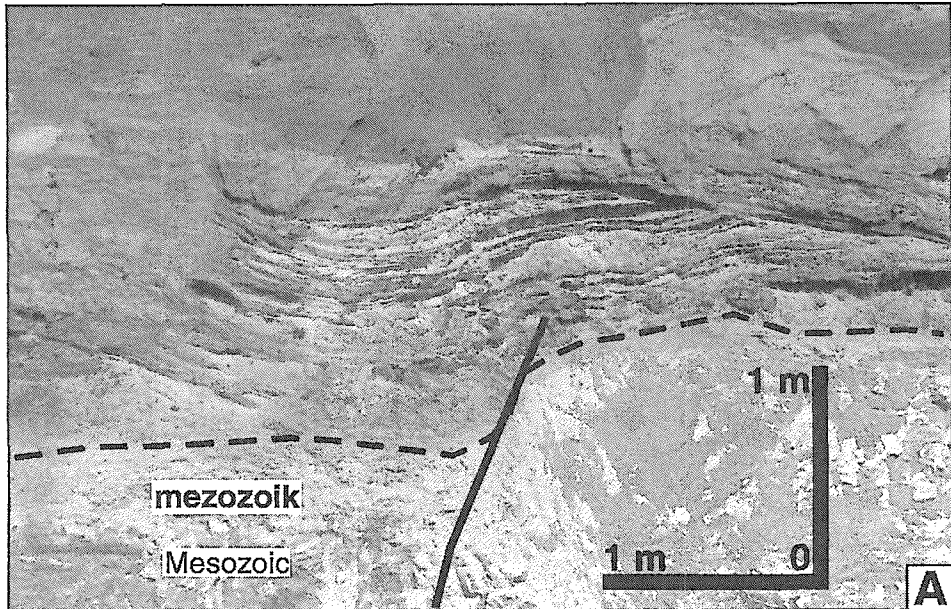
2.2.3. Formacja „adamowska”

Powszechnie występujące we E Wielkopolsce osady piaszczyste, zalegające poniżej I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, zaliczane są do formacji „adamowskiej” (Ciuk 1967, 1970, 1980, 1991; Czarnik 1972; Walkiewicz 1979, 1984; Piwocki 1994, 1998; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Piwocki i in. 1996a; Kasiński i in. 1994). Osady formacji „adamowskiej” dostępne są do bezpośrednich obserwacji we wszystkich odkrywkach KWB Konin i KWB Adamów, poza odkrywką Lubstów.

W spągu formacji „adamowskiej” występują najczęściej osady mezozoiczne – głównie kredowe (ryc. 32), rzadziej paleogeńskie – dolnooligocen-skie. Natomiast ponad omawianą formacją występuje I środkowopolski pokład węglowy lub ility ogniw wielkopolskiego. Dość często na piaskach formacji „adamowskiej” zalegają wprost glacygeniczne osady plejstocen-skie. Można wyciągnąć ogólny wniosek, że poza obszarami złóż węgla brunatnego, ponad formacją „adamowską” dominują ility ogniw wielkopolskiego. W następnej kolejności spotykane są osady glacygeniczne, a jedynie sporadycznie węgle brunatne lub ich facjalne korelaty.

Z kilku odkrywek KWB Konin i KWB Adamów wybrano 4 odkrywki: Kazimierz N, Józwin IIA, Koźmin S i Władysławów. Poniżej przedstawiono charakterystykę sedimentologiczną, wykonaną na podstawie bezpośrednich obserwacji terenowych i wyników analiz 446 próbek osadów. Badania laboratoryjne objęły: sitowe analizy uziarnienia 260 próbek, analizy minerałów ciężkich 8 próbek, obliczenia wskaźnika obtoczenia 65 próbek i wyznaczenie współczynnika zagęszczenia 113 próbek.

Osady formacji „adamowskiej” to przede wszystkim piaski drobnoziarniste i pylaste. Potwierdzają to wyniki setek, a być może nawet tysięcy próbek poddanych analizom granulometrycznym w ramach dokumentowania konińsko-turkowskich złóż węgla brunatnego (Staszkiwicz 1960; Markowiak 1967; Kozula 1998 i in.). Przykładowo, w odkrywce Adamów według kolejności występują piaski: drobnoziarniste – 45%, pylaste – 25%, gruboziarniste – 10%, i średnioziarniste – 3%. Pozostałe 17% stanowią frakcje pylaste i ilaste. Sporadycznie, wśród ogólnie drobnoziarnistych osadów, stwierdzono soczewy lub pokrywy osadów bardzo źle wysortowanych ze żwirami do kilku, a nawet kilkunastu centymetrów średnicy (ryc. 33A, pl. IV: C, G-I).



Ryc. 32. Warstwowanie piasków podwęglowych w osadach neogeńskich: A. Piaski warstwowane przekątnie rynnowo w dużej skali (odkrywka Koźmin S, czerwiec 2006 r.); B. Piaski warstwowane subhoryzontalnie i przekątnie rynnowo w małej skali (odkrywka Kazimierz N, sierpień 2004 r.)

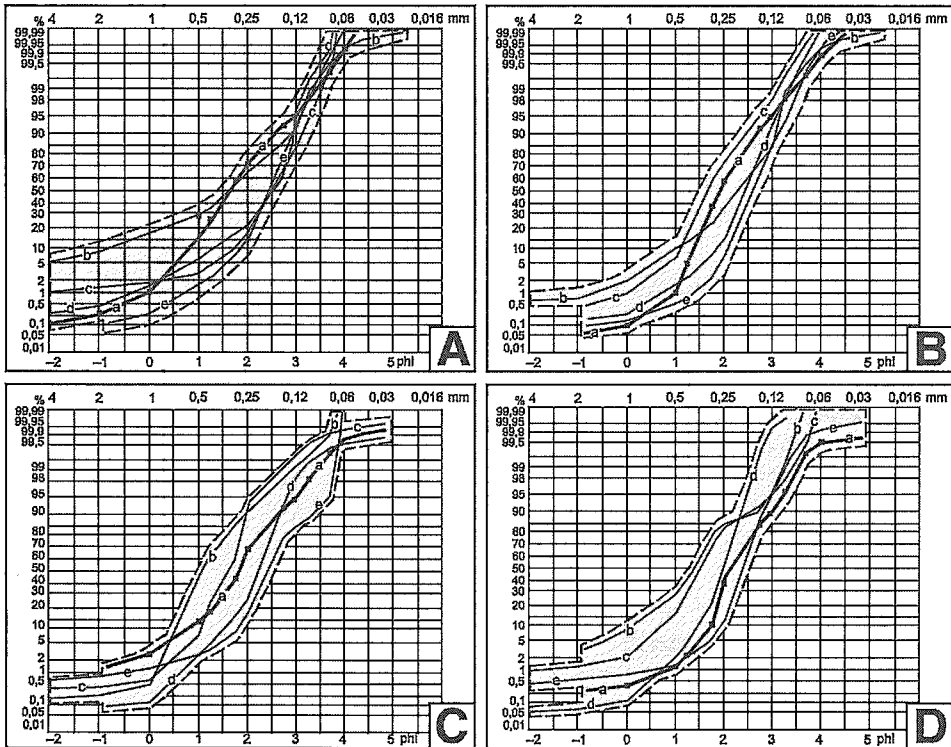
Fig. 32. Stratification of the sub-lignite sands in the Neogene deposits: A. Trough cross-stratified sands in large scale (Koźmin S open-cast, June 2006); B. Subhorizontal and trough cross-stratified sands in small scale (Kazimierz N open-cast, August 2004)



Ryc. 33. Żwiry i piaskowce z osadów neogeńskich rowu Adamowa: A. Żwiry zalegające w spągu neogenu w odkrywce Koźmin S, tzw. żwiry z Koźmina (lipiec 2005 r.); B. Piaskowce kwarcytyczne z fragmentem korzenia w pozycji przyżyciowej w odkrywce Koźmin S (lipiec 2005 r.)

Fig. 33. Gravels and sandstones from the Neogene deposits of the Adamów Graben: A. Gravels lying in the bottom of the Neogene in the Koźmin S open-cast, so-called the Koźmin Gravels (July 2005); B. Siliceous sandstones with root fragment in upright growth position in the Koźmin S open-cast (July 2005)

W zależności od zawartości substancji organicznej barwa osadów zmienia się od białej po czarną. Struktury sedimentacyjne są najczęściej słabo czytelne. Niemniej jednak w niższych warstwach formacji „adamowskiej”, np. w odkrywce Koźmin S, stwierdzono warstwowania przekątne rynnowe w dużej skali (ryc. 32A). Poza tym udokumentowano wyłącznie warstwowania w małej skali, takie jak: subhoryzontalne, małokątowe przekątne rynnowe i przekątne tabularne (ryc. 32B, pl. IV: A). Zatem, struktury sedimentacyjne wskazują zarówno na środowisko wysokoenergetyczne, jak i niskoenergetyczne. Najczęściej jednak omawiane osady są homogeniczne i masywne (pl. IV: B).



Ryc. 34. Krzywe kumulacyjne uziarnienia piasków formacji „adamowskiej” z wybranych odkrywek węgla brunatnego we wschodniej Wielkopolsce. Odkrywki węgla brunatnego: A. Kazimierz N; B. Józwin IIA; C. Koźmin S; D. Władysławów

Objaśnienia jak na ryc. 11

Fig. 34. Cumulative grain-size distribution of sands of the “Adamów” Formation from selected lignite open-casts in eastern Wielkopolska: Lignite open-casts: A. Kazimierz N; B. Józwin IIA; C. Koźmin S; D. Władysławów

Explanations in Fig. 11

Tabela 5. Parametry statystyczne obliczone przy użyciu metody Folka i Warda (1957) dla 20 wybranych próbek piasków formacji „adamowskiej” z odkrywek: Kazimierz N, Józwin IIA, Koźmin S i Władysławów, przedstawionych na ryc. 34

Table 5. Statistical parameters calculated using method by Folk and Ward (1957) for 20 selected samples of the “Adamów” Formation sands from open-casts: Kazimierz N, Józwin IIA, Koźmin S and Władysławów presented in Fig. 34

Krzywa Curve	Mediana Median	Średnia średnica Mean grain size	Standardowe odchylenie Standard deviation	Skośność Skewness	Spłaszczenie Kurtosis
1	2	3	4	5	6
A - Kazimierz N					
a	1,9 phi	1,97 phi	0,44 phi	0,16	1,03
	0,27 mm	0,26 mm			
b	2,2 phi	2,18 phi	0,75 phi	-0,13	1,30
	0,22 mm	0,23 mm			
c	1,7 phi	1,73 phi	0,55 phi	0,02	1,11
	0,35 mm	0,34 mm			
d	2,5 phi	2,42 phi	0,42 phi	-0,19	1,19
	0,18 mm	0,19 mm			
e	2,6 phi	2,50 phi	0,39 phi	-0,04	1,15
	0,17 mm	0,18 mm			
B - Józwin IIA					
a	1,6 phi	1,60 phi	0,80 phi	0,11	1,03
	0,35 mm	0,35 mm			
b	1,6 phi	1,57 phi	1,17 phi	-0,35	0,72
	0,35 mm	0,36 mm			
c	2,5 phi	2,41 phi	0,57 phi	-0,11	1,20
	0,18 mm	0,19 mm			
d	2,5 phi	2,51 phi	0,72 phi	0,08	1,13
	0,18 mm	0,18 mm			
e	2,4 phi	2,41 phi	0,41 phi	-0,20	1,21
	0,19 mm	0,19 mm			
C - Koźmin S					
a	1,8 phi	1,77 phi	0,68 phi	0,25	1,15
	0,30 mm	0,29 mm			
b	1,1 phi	1,16 phi	0,59 phi	0,70	0,61
	0,48 mm	0,46 mm			
c	1,7 phi	1,78 phi	0,47 phi	0,05	1,11
	0,33 mm	0,32 mm			
d	2,4 phi	2,39 phi	0,63 phi	-0,11	1,43
	0,19 mm	0,19 mm			
e	2,4 phi	2,41 phi	0,56 phi	-0,10	1,18
	0,19 mm	0,19 mm			

cd. tab. 5
cont. Tab. 5

1	2	3	4	5	6
D - Władysławów					
a	2,1 phi	2,11 phi	0,59 phi	0,26	1,01
	0,24 mm	0,24 mm			
b	1,4 phi	1,42 phi	0,62 phi	0,81	0,61
	0,39 mm	0,39 mm			
c	1,5 phi	1,51 phi	0,88 phi	0,10	1,09
	0,37 mm	0,37 mm			
d	2,0 phi	1,98 phi	0,45 phi	0,20	1,05
	0,25 mm	0,26 mm			
e	2,4 phi	2,42 phi	0,42 phi	-0,19	1,19
	0,19 mm	0,19 mm			

Wśród osadów formacji „adamowskiej” odnotowano piaskowce kwarcytoczne o grubości od kilkunastu centymetrów do około 2 m (pl. IV: E). W odkrywce Koźmin S we wspomnianych piaskowcach znajdują się żwiry o średnicy do kilku centymetrów (pl. IV: F). W stropowych partiach omawianych piaskowców powszechnie występują także uwęglone korzenie roślinności drzewiastej (ryc. 33B). Warto dodać, że wspomniane piaskowce co najmniej od XII w. stanowiły cenny surowiec w budownictwie sakralnym i drogownictwie – najstarszy znak drogowy w Polsce pochodzi z roku 1151 (Skoczylas 1994).

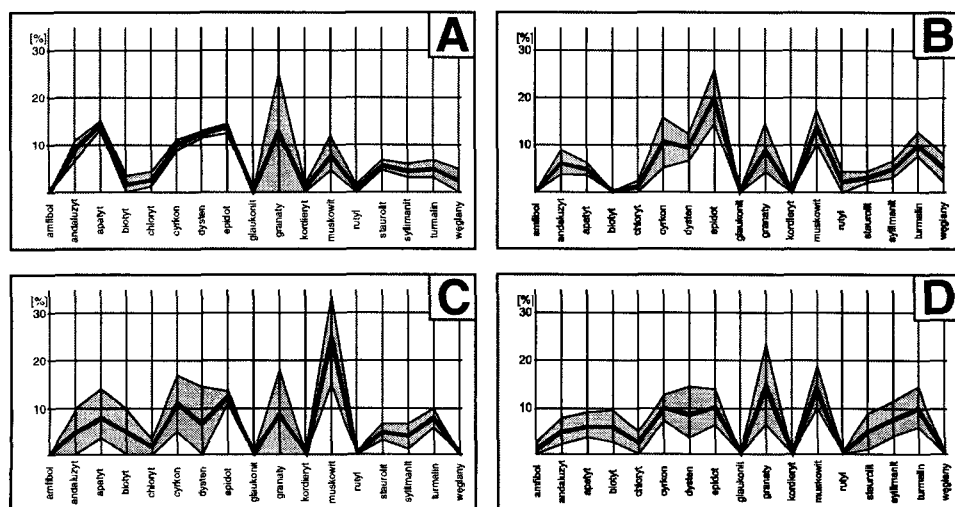
Za pomocą graficznej metody Folka i Warda wyznaczono parametry statystyczne uziarnienia. Krzywe kumulacyjne są bardzo podobne dla osadów z wszystkich 4 odkrywek: Kazimierz N, Józwin IIA, Koźmin S i Władysławów (ryc. 34). Średnia średnica oraz mediana mieszczą się w przedziale od 1,1 do 2,6 phi, czyli około 0,18–0,48 mm (tab. 5). Najwięcej próbek reprezentuje osad umiarkowanie dobrze wysortowany, a w dalszej kolejności dobrze i umiarkowanie wysortowany. Przeważają ujemne wartości skośności. Wartości spłaszczenia natomiast są najczęściej większe od 1,0 (tab. 5).

Dla osadów formacji „adamowskiej”, podobnie jak w przypadku osadów formacji rawickiej, metoda Visher'a nie znajduje w pełni zastosowania. Różne są kształty krzywych kumulacyjnych, m.in. wklęsło-wypukło-wklęsłe lub wklęsło-wypukłe (ryc. 34). Wynika to z dość zmiennej dojrzałości teksturalnej omawianych osadów. Dlatego wydzielenie subpopulacji w obrębie populacji trakcyjnej, saltacyjnej i suspensyjnej jest bardzo utrudnione. Na podstawie kształtu krzywych kumulacyjnych można stwierdzić, że osady powstały w środowisku rzeczonym i/lub jeziornym (Allen 1965; Gradziński i in. 1986; Kasiński i in. 1994; Racinowski i in. 2001). Podobny kształt krzy-

wych kumulacyjnych uzyskano dla piaszczystych osadów podwęglowych z obszarów innych polskich złóż węgla brunatnego (Osijek 1979; Słomka i in. 2000).

Wśród minerałów ciężkich najliczniej występują: muskowit, granaty i epidot (ryc. 35). Średni ich udział wynosi po kilkanaście procent, a wartości maksymalne w pojedynczych próbkach przekraczają 20%. W przebadanych próbkach brak jest m.in. glaukonitu, a średnia zawartość amfiboli i rutylu wynosi maksymalnie 2%. Zespołu minerałów ciężkich z osadów formacji „adamowskiej” nie można skorelować z którymkolwiek kompleksem mineralogicznym z innych części Nizy Polskiego (Kosmowska-Ceranowicz 1979; Kosmowska-Ceranowicz, Büchmann 1982; Kramarska 2004). Zatem, pod względem składu mineralnego frakcji ciężkiej osady formacji „adamowskiej” niewiele różnią się od osadów formacji rawickiej i osadów paleogeńskich E Wielkopolski.

Wskaźnik obtoczenia ziarn kwarcu przeanalizowano dla 65 próbek. Dla próbek z wszystkich 4 odkrywek uzyskano szeroki zakres wartości wskaź-



Ryc. 35. Wykresy przedstawiające zmienność składu przezroczystych minerałów ciężkich w piaskach formacji „adamowskiej” z wybranych odkrywek węgla brunatnego we wschodniej Wielkopolsce. Odkrywki węgla brunatnego: A. Kazimierz N; B. Józwin IIA; C. Kozmin S; D. Władysławów

Objaśnienia jak na ryc. 15

Fig. 35. Diagrams presented changes in the transparent heavy minerals composition in sands of the “Adamów” Formation from selected lignite open-casts in eastern Wielkopolska. Lignite open-casts: A. Kazimierz N; B. Józwin IIA; C. Kozmin S; D. Władysławów

Explanations in Fig. 15

nika obtoczenia, który mieści się w przedziale od 1,60 do 3,82. Ostrokrawędziste ziarna kwarcu przeważają nad ziarnami obtoczonymi i słabo obtoczonymi.

Współczynnik zagęszczenia piasków formacji „adamowskiej” obliczono na podstawie badań 113 próbek z odkrywek: Józwin IIA, Kazimierz N i Adamów. Wyniki mieszczą się w wąskim przedziale od 1,02 do 1,05, a średnia wartość wynosi 1,03. Zatem, zagęszczenie np. piasków o 102,0–105,0 m miąższości teoretycznie mogło doprowadzić do subsydencji powierzchniowej, wynoszącej maksymalnie 2,0–5,0 m. W tej sytuacji miąższość piasków podwęglowych musiałaby być wielokrotnie większa, by ich zagęszczenie mogło doprowadzić do powstawania przestrzeni akomodacyjnej niezbędnej dla nagromadzenia złóż węgla brunatnego we E Wielkopolsce. Uzyskane wyniki przeczą więc wcześniejszym poglądom Staszkieвича (1960), który kompakcję piasków powęglowych uważał za jedyną przyczynę synezymentacyjnej subsydencji zbiorników torfowych.

Nowo odkryte żwiry w odkrywkach Kazimierz N i Koźmin S poddano bardziej szczegółowym badaniom dotyczącym morfologii powierzchni ziaren zarówno w makro-, jak i mikroskali. Żwiry z odkrywki Kazimierz N stwierdzono w postaci niewielkiej soczewy wśród piasków drobnodziarnistych (pl. IV: C). Średnica ich ziaren dochodzi do 3,5 cm, często są spłaszczone i popękane oraz mają szorstką powierzchnię. W obrazie mikroskopu skaningowego dobrze widoczna jest duża porowatość ich powierzchni, gdzie na ziarnach kwarcu występują nieregularne naskorupienia krzemionki ze śladami chemicznego trawienia (pl. IV: D). Żwiry te są zsylikowanymi piaskami kwarcowymi, zwanymi też piaskowcami kwarcytycznymi lub silkretami (Górniak i in. 1996; Bahranowski i in. 1997). Najprawdopodobniej częściowo obtoczone fragmenty piaskowców zostały redeponowane z obszaru ramowego w osiowe części aktywnego tektonicznie rowu Kleczewa. Średnie obtoczenie oraz złe wysortowanie osadu świadczą o tym, że droga transportu nie była długa, a depozycja odbyła się gwałtownie.

O ile genezę i źródło żwirów z Kazimierza N można racjonalnie wytłumaczyć, o tyle geneza i źródło żwirów z Koźmina S wymaga dalszych badań. Dlatego przedstawione zostaną tylko dotychczasowe wyniki ich wstępnych analiz. Żwiry z odkrywki Koźmin S są pod kilkoma względami unikatowe w skali nie tylko Wielkopolski, ale również całego Niżu Polskiego. Cechują się dużym zróżnicowaniem petrograficznym. W ich skład wchodzi: skały węglanowe, piaskowce, krzemienie, lidyty i kwarcy (pl. IV: G). Wielkość kwarców sięga 6 cm, a krzemieni nawet 11 cm (pl. IV: I). Część żwirów kwarcowych charakteryzuje się błyszczącą powierzchnią o „tłustym” połysku (pl. IV: H). Obraz z mikroskopu skaningowego potwierdza

dobrze wygładzenie powierzchni kwarcu. Ponadto, w mikrorzeźbie ziarn kwarcu widoczne są *v*-kształtne nacięcia, które Kenig (1998 za: Krinsley, Doornkamp 1973) uważa za typowe dla wysokoenergetycznego środowiska przybrzeżnomorskiego (pl. IV: J). Jednakże bez odpowiedzi wciąż pozostają następujące pytania: 1. Skąd pochodzą omawiane żwiry? 2. W jaki sposób dotarły tak daleko od potencjalnych obszarów alimentacyjnych? 3. Dlaczego żwiry o wyżej opisanych cechach nie są znane z innych obszarów środkowej Polski? Uzyskanie odpowiedzi na postawione pytania wniosłoby zapewne wiele informacji do lepszego poznania paleogeografii Niziny Polskiej w młodszym paleogenie i starszym neogenie. Obecnie żwiry z Koźmina uznano za osady strefy przybrzeżnej paleogeńskiego morza, które następnie zostały redeponowane w masę osadów neogeńskich.

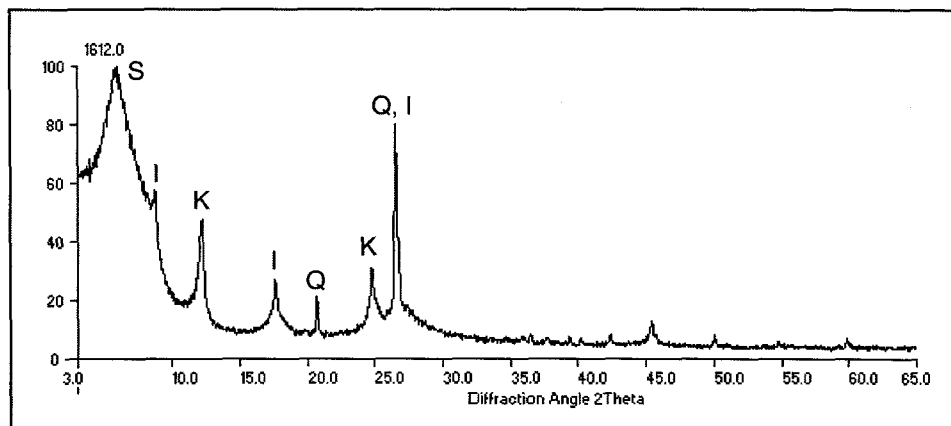
2.2.4. Formacja poznańska

Pojęcie formacji poznańskiej obowiązuje od 1995 r. (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995). Wcześniej osady tej formacji, chociaż w pełni nie mogą być uznane za synonimy, znane były pod różnymi nazwami: iły poznańskie (Berendt 1903), seria poznańska (Dyjur 1964, 1966, 1968, 1970; Dyjur, Sadowska 1986) i warstwy poznańskie (Ciuk 1967, 1970). Najogólniej można stwierdzić, że formacja poznańska obejmuje większy przedział stratygraficzny niż przytoczone jednostki litostratygraficzne. Do formacji poznańskiej zalicza się też dawne warstwy środkowopolskie (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Piwocki i in. 1996a, 2004; Piwocki 1998, 2004b). Zgodnie z aktualnym podziałem litostratygraficznym formacja poznańska dzieli się na 2 ogniwa, tj. ogniwo środkowopolskie i ogniwo wielkopolskie (ryc. 25). Ogniwo środkowopolskie, zwane też ogniwem iłów szarych, zawiera I środkowopolski pokład węglowy. Z kolei ogniwo wielkopolskie składa się z ogniw iłów zielonych i płomienistych, obecnie nieużywanych już w znaczeniu stratygraficznym. Natomiast wiek formacji poznańskiej obejmuje przedział czasowy od środkowej części środkowego miocenu po najniższy pliocen (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). Osady formacji poznańskiej występują we wszystkich odkrywkach KWB Konin i KWB Adamów. Jednak nigdzie nie są kompletne litologicznie i stratygraficznie, a niekiedy występują w postaci szczątkowej.

Ogniwo środkowopolskie. Głównym, często jedynym elementem litologicznym tego ogniwa w wielkopolskich odkrywkach węgla brunatnego są węgle brunatne I środkowopolskiego pokładu. Pokład ten posiada bardzo dobrą dokumentację paleobotaniczną, zwłaszcza w okolicach Konina (Kremp

1949; Raniecka-Bobrowska 1954, 1959; Mamczar 1960; Doktorowicz-Hrebicka 1960; Grabowska 1985; Ciuk, Grabowska 1991; Sadowska, Giża 1991). Dlatego konińskie odkrywki uważa się za obszar stratotypowy dla I środkowopolskiego pokładu węglowego, zwanego pokładem konińskim (Sadowska, Giża 1991). Są to węgle należące do następujących litotypów, według kolejności udziałów: detrytowe, ksyloedetrytowe, detroksylitowe i ksylytowe (Kwiecińska, Wagner 1997). Zatem, ksylyty występują powszechnie i tworzą albo ciągle poziomy, albo są rozmieszczone w postaci soczew w masie węgla detrytowego (pl. V: A). Inne litotypy spotykane są w ilościach śladowych. W obrębie głównych pokładów węglowych znane są przerosty mineralne o różnej miąższości i rozciągłości lateralnej (pl. V: B). Należą do nich również poziomy tufitowe stwierdzone w przystropowych warstwach pokładu węglowego, jak i w spągowych warstwach wyżej zalegających iłów (Kruszewski 1967; Wagner 1981, 2000; Matl, Wagner 1985, 1987).

Hipsometria powierzchni stropowej ogniwa środkowopolskiego w dużym przybliżeniu pokrywa się z ukształtowaniem stropu I środkowopolskiego pokładu węglowego. Stąd deniwelacje spągu sięgają 20–40 m, a stropu dochodzą do 30 m (Widera 1998). Iły szare obejmują jedynie tę odmianę iłów szarych, która zalega bezpośrednio na węglach I środkowopolskiego pokładu. W wielu miejscach przejście między węglami brunatnymi i wspomnianymi iłami ma charakter sedymentacyjny, w innych wyraźnie erozyjny (pl. V: C). Iły te są szaro-brązowe. Sporadycznie również wśród iłów szarych zdarzają się przewarstwienia iłów o barwach niebieskawo-zielonych i pstrych, tj. żółtych, czerwonych, szarych itp. (pl. V: E). Z jednej strony dowodzi to wtórnego odbarwienia iłów szarych w wyniku procesów wietrzeniowych (Piwocki i in. 2004; Badura, Przybylski 2004). Z drugiej natomiast strony, skłania to do dużej ostrożności podczas określania pozycji stratygraficznej omawianych osadów ilastych wyłącznie na podstawie ich barwy (Wagner 1982; Widera 2002b). Licznie występują w nich ksylyty, będące fragmentami niżej zalegających węgli brunatnych (pl. V: D). Można więc przyjąć, że iły szare, w rzeczywistości szaro-brązowe z ksylytami, są genetycznie związane z I środkowopolskim pokładem węgla brunatnego. Najprawdopodobniej iły te powstały w czasie, gdy sedymentacja organiczna została zastąpiona przez sedymentację mineralną. W miejscach, gdzie powierzchnia torfu była obniżona, dochodziło do sedymentacji iłów w środowisku wodnym. Natomiast w miejscach, w których powierzchnia torfu była wyniesiona, mogło dochodzić do jego erozji. W ten sposób ksylyty oraz drobniejsza materia organiczna były redeponowane w obręb iłów, nadając im charakterystyczną szaro-brązową barwę. Ich miąższość wynosi od 0 do około 4–5 m. Tak duże zróżnicowanie, pomimo braku zauważalnych śladów erozji stropu iłów szarych, musiało zostać spowodowane czynnikami wewnętrznymi – w tym przy-



Ryc. 36. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej z tzw. iłów szarych, należących do ogniwa środkowopolskiego (formacja poznańska), odkrywka Kazimierz N

S - smektyt; I - illit; K - kaolinit; Q - kwarc

Fig. 36. X-ray diffraction (XRD) patterns of clayey fraction from so-called the grey clays belonging to the Middle-Polish Member (Poznań Formation), Kazimierz N open-cast

S - smectite; I - illite; K - kaolinite; Q - quartz

padku najprawdopodobniej nierównomierną konsolidacją niżej zalegających węgli i/lub synsedymencyjnymi ruchami tektonicznymi.

Ze względu na ogromne zasoby tych iłów, wraz z iłami ogniwa wielkopolskiego, w nadkładzie złóż węgla brunatnego, oraz potencjalne kierunki utylizacji doczekały się one wielu opracowań. Wymienić należy najważniejsze prace szczegółowe: Mazur (1959), Rybicki, Kłapyta (1973), Rippel, Stojak (1979), Wyszomirski, Gawel (1999), Górniak i in. (2001), ale również prace podsumowujące: Czapla, Urbaniak (1994), Gradecki (1997), Grzeszczyk, Jachna-Filipczuk (1999), Jachna-Filipczuk i in. (2001), Widera (2001b). Jednakże dla celów porównawczych ily ogniwa środkowopolskiego, podobnie jak ily ogniwa wielkopolskiego, dodatkowo poddano badaniom rentgenostrukturalnym oraz granulometrycznym metodą areometryczną.

Dla iłów szarych ogniwa środkowopolskiego, badanych w stanie surowym, uzyskano najintensywniejsze refleksy, charakterystyczne dla: smektytu, illitu i kaolinitu (ryc. 36). Ponadto, niezależnie od sposobu przygotowania próbek na rentgenogramach wyraźnie zaznaczają się refleksy pochodzące od kwarcu (ryc. 36).

Analizy granulometryczne iłów szarych wykazały ich wyrównane uziarnienie we wszystkich próbkach. Przykładowo, zawartość frakcji $> 0,1$ mm mieści się w przedziale od 8 do 30%, a frakcji $< 0,002$ mm - od 15% do 40%. Na trójkącie klasyfikacyjnym Fereta (Polska Norma PN-86/B-02480 1987)

większość próbek usytuowana jest w polach: iłów, glin zwięzłych i glin zwięzłych pylastych. Natomiast na trójkącie klasyfikacyjnym Stevensa (1983) przeważająca część próbek iłów szarych lokuje się w polu iłowca piaszczystego słabo pylastego. Iły szare ogniwa środkowopolskiego, w porównaniu z iłami ogniwa wielkopolskiego, są jednak wyraźnie bardziej gruboziarniste. Mogło to być wywołane częściową redepozycją fluwialną do rowu tektonicznego drobnych piasków formacji „adamowskiej”.

Ogniwo wielkopolskie. W obrębie tej jednostki litostratygraficznej wyróżnia się ogniwa iłów zielonych i płomienistych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Piwocki i in. 1996a; Piwocki 1998). Zarówno iły zielone, jak i płomieniste wyodrębniane były już wcześniej (Ciuk 1967, 1970; Dyjor 1968, 1970; Dyjor, Sadowska 1986). Przypisywano im określoną pozycję stratygraficzną, tzn. iły zielone uważano za starsze, a iły płomieniste za młodsze. Badacze wskazywali na istnienie różnobarwnych plam zarówno w iłach zielonych, jak i w iłach płomienistych. Dlatego nazywano je również iłami pstryimi poznańskimi. Dopiero Wagner (1982) wyraźnie napisał o przewarstwieniach 7 poziomów iłów płomienistych w obrębie iłów zielonych okolic Głogowa. Również z nadkładu złoża Piaski we E Wielkopolsce opisane zostały na przemian występujące różnobarwne odmiany iłów (Górniak i in. 2001). Znalazło to potwierdzenie w konińsko-turkowskich odkrywkach węgla brunatnego (pl. V: E–G). Iły o odmiennych barwach występują tam w warstwach ciągnących się dziesiątki lub setki metrów. Dlatego barwa iłów, spowodowana głównie zawartością materii organicznej i stopniem utlenienia Fe, nie może być kryterium litostratygraficznym (Widera 2002b). W tej sytuacji iły zielone i płomieniste należy traktować łącznie jako ogniwo wielkopolskie zgodnie z opinią Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995) oraz nie wyodrębniać wśród nich innych jednostek litostratygraficznych.

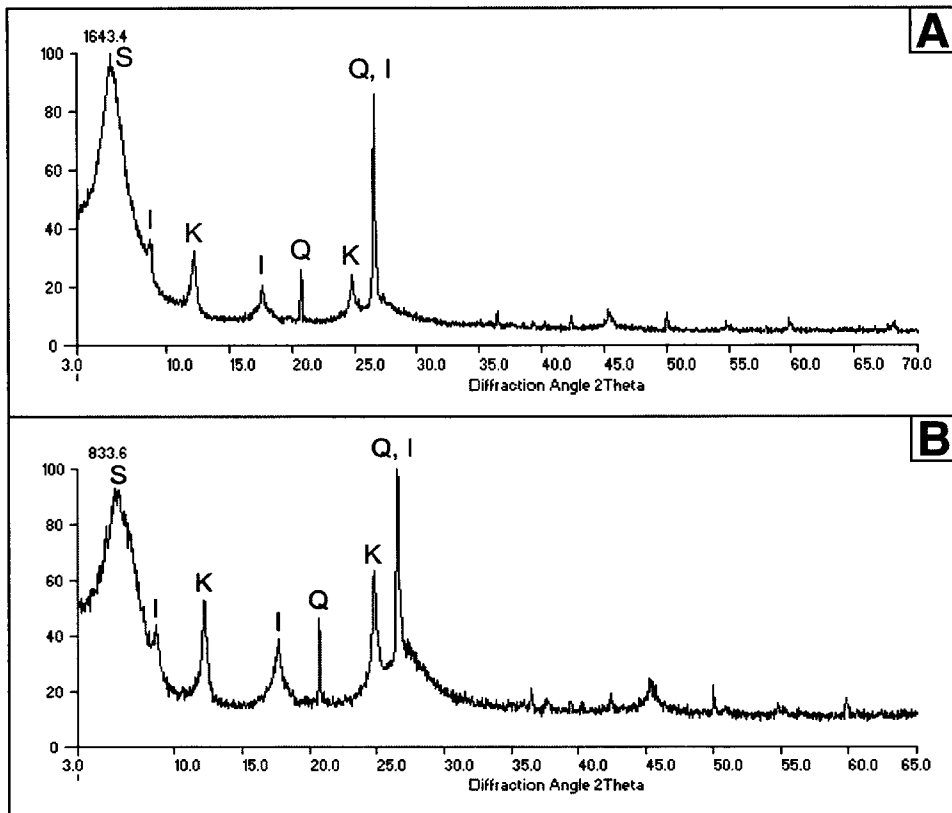
Iły ogniwa wielkopolskiego stwierdzono we wszystkich wielkopolskich odkrywkach węgla brunatnego. Ich miąższość i rozprzestrzenienie są bardzo zróżnicowane. Szczątkowo, w postaci izolowanych płatów, iły występują w odkrywce Lubstów. Natomiast w pozostałych konińsko-turkowskich odkrywkach ciągną się pokrywą o grubości od kilku do kilkudziesięciu metrów (Gradecki 1997; Grzeszczyk, Jachna-Filipczuk 1999). Przykładowo, w odkrywce Kazimierz N miąższość iłów ogniwa wielkopolskiego sięga 50 m. W spażu iłów najczęściej występuje I środkowopolski pokład węglowy, wyjątkowo w odkrywce Kazimierz N iły szare, a poza rowami tektonicznymi również piaski formacji „adamowskiej”. O ile przejście między iłami szarymi a omawianymi iłami jest sedymentacyjne i stopniowe, to przejście między pokładem węglowym a iłami ogniwa wielkopolskiego jest sedymentacyjne, ale ostre. Ostatni przypadek dowodzi gwałtownej zmiany

warunków sedymentacji od torfowiska do rozległego płytkiego jeziora (Badura, Przybylski 2004; Piwocki i in. 2004). Z kolei lateralne przejścia między różnobarwnymi odmianami ilów ogniwa wielkopolskiego, również ogniwa środkowopolskiego, są stropniowe – facjalne (pl. V: E).

W obrębie ilów dość powszechnie występują litosomy piaszczyste, o miąższości od kilkunastu, kilkudziesięciu centymetrów (pl. V: F) do około 10 m w odkrywce Koźmin S. Są to przeważnie dobrze wysortowane piaski drobnoziarniste, będące zapisem sedymentacji rzecznej. Natomiast główna masa ilów powstała zapewne w warunkach efemerycznego jeziora, występującego na rozległej równinie aluwialnej. Jednak zmiany głębokości zbiornika sedymentacyjnego, być może wielu zbiorników okresowo łączących się, wywołane czynnikami tektonicznymi i klimatycznymi, prowadziły do zmiennej jego troficzności, a w konsekwencji do utleniania m.in. Fe (Górniak i in. 2001; Badura, Przybylski 2004; Piwocki i in. 2004). Dlatego w zależności od zawartości tlenków i wodorotlenków Fe ily przyjmują następujące barwy: Fe_2O_3 – żółta, Fe_2O_3 i FeO – zielona oraz FeO – niebieska (Piwocki i in. 2004). Zapewne okresowo, zdeponowane wcześniej, ily były wyniesione ponad zwierciadło wód gruntowych, a nawet stanowiły powierzchnię terenu – bardzo intensywne czerwone barwy – albo ich stropowa powierzchnia oscylowała wokół zwierciadła wód gruntowych – poziomy glebowe (Widera 2002b; pl. V: G). Dlatego stropowe warstwy ogniwa wielkopolskiego charakteryzują się bardziej pstrymi barwami niż warstwy spągowe. Wydaje się, że procesy te działały przez bardzo długi okres – co najmniej od najniższego pliocenu po plejstocen glacialny, kiedy omawiane ily wystawione były na intensywne działanie zewnętrznych czynników wietrzeniowych.

W składzie mineralnym obu odmian ilów, tj. zielonej i płomienistej, występują: smektyt, illit, kaolinit i kwarc (ryc. 37). Uśredniony ilościowy skład ilów ogniwa wielkopolskiego z konińskich odkrywek jest następujący: smektyt odmiany beidelitowej – około 60%, illit – około 10%, kaolinit – około 6% i kwarc – około 24% (Mazur 1959; Rippel, Stojak 1979; Gradecki 1997). Zbliżone wyniki uzyskano dla ilów z odkrywek turkowskich, tj.: smektyt – 50–60%, kaolinit – 20–30%, illit – 5–10% i kwarc – 10–20% (Rybicki, Kłapyta 1973; Czapła, Urbaniak 1994; Grzeszczyk, Jachna-Filipczuk 1999). Zatem, ily ogniwa wielkopolskiego i ogniwa środkowopolskiego mają we frakcji poniżej 0,002 mm taki sam skład jakościowy minerałów ilastych, choć proporcje ilościowe mogą być różne.

W kontekście genezy osadów omawianej jednostki litostratygraficznej wyróżnić należy pracę Górniak i in. (2001). Autorzy ci, w nawiązaniu do badań Stocha (1974), Wiewióry i Wyrwickiego (1974, 1976) oraz Wyrwickiego i Wiewióry (1981), smektyt nazwali żelazistym beidelitem, który jest



Ryc. 37. Dyfraktogramy rentgenowskie frakcji ilastej z tzw. ilów zielonych i płomienistych, należących do ognia wielkopolskiego (formacja poznańska), odkrywka Kazimierz N: **A.** Iły zielone; **B.** Iły płomieniste

Objaśnienia jak na ryc. 36

Fig. 37. X-ray diffraction (XRD) patterns of clayey fraction from so-called the grey clays belonging to the Middle-Polish Member (Poznań Formation), Kazimierz N open-cast: **A.** Green clays; **B.** Flamy clays

Explanations in Fig. 36

uznawany za minerał charakterystyczny dla środowiska glebowego. Dlatego wnioskują oni, że źródłem ilów ognia wielkopolskiego są obszary, gdzie mogły rozwijać się gleby. Zwiększona krystaliczność smektytu w próbkach ilów barwy zielonej tłumaczona jest warunkami redukcyjno-utleniającymi, zbliżonymi do środowiska formowania smektytu glebowego (Górniak i in. 2001). Stanowi to kolejny, oprócz przewarstwień piaszczystych, argument przemawiający za aluwialno-limniczną, a nie wyłącznie limniczną genezą ognia wielkopolskiego (Badura, Przybylski 2004; Piwocki i in. 2004).

Z analiz areometrycznych 111 próbek wynika, iż ropy ogniwa wielkopolskiego z konińsko-turkowskich odkrywek węgla brunatnego charakteryzują się dużą niejednorodnością uziarnienia. Większość przebadanych próbek, na trójkącie klasyfikacyjnym Fereta (Polska Norma PN-86/B-02480 1987), znajduje się w polach: ropy, ropy pylastych i glin zwięzłych. Natomiast na trójkącie klasyfikacyjnym Stevensa (1983) przeważająca część próbek ropy zielonych i płomienistych lokuje się w polach: ropy pylastych, ropy słabo pylastych oraz ropy słabo piaszczystych słabo pylastych. W ponad połowie przebadanych próbek zawartość frakcji $< 0,002$ mm przekracza 50%, a maksymalnie sięga 70%. Jednak zdarzają się sytuacje, kiedy zawartość frakcji $> 0,1$ mm sięga kilkudziesięciu procent, a nawet ponad 50%. Osady makroskopowo określane jako ropy są w rzeczywistości często typami litologicznymi pośrednimi między: piaskami, pyłami i ropy. Podsumowując, osady ogniwa wielkopolskiego są mieszaniną piasków, pyłów i ropy, których proporcje są zmienne zarówno między odkrywkami, jak i w różnych częściach tej samej odkrywki. Przykładowo, w odkrywce Kazimierz N ropy stanowią 90–100% profilu, natomiast w odkrywce Koźmin S tylko niespełna 20–30%. Dlatego mówiąc o ropy ogniwa wielkopolskiego trzeba pamiętać, że w rzeczywistości ropy stanowią jeden ze składników skał, a w niektórych przypadkach wcale nie najważniejszy.

2.3. Problem formacji „adamowskiej”

Odkrywki KWB Adamów koło Turku zostały wskazane jako obszar typowego wykształcenia tzw. warstw adamowskich (Ciuk 1967, 1970), które w aktualnych schematach nazywane są formacją adamowską (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Piwocki 1998; Piwocki i in. 1996a). Jednakże, z rezultatów badań ostatniej dekady wynika, że popełniono niefortunny błąd przy korelacji osadów neogeńskich W i E Wielkopolski, co wyjaśniono poniżej. Dlatego nazwa formacja „adamowska” powinna być używana, ze względu na utrwaloną tradycję, wyłącznie w cudzysłowie. Tak też konsekwentnie postąpiono w niniejszej pracy (por.: ryc. 25).

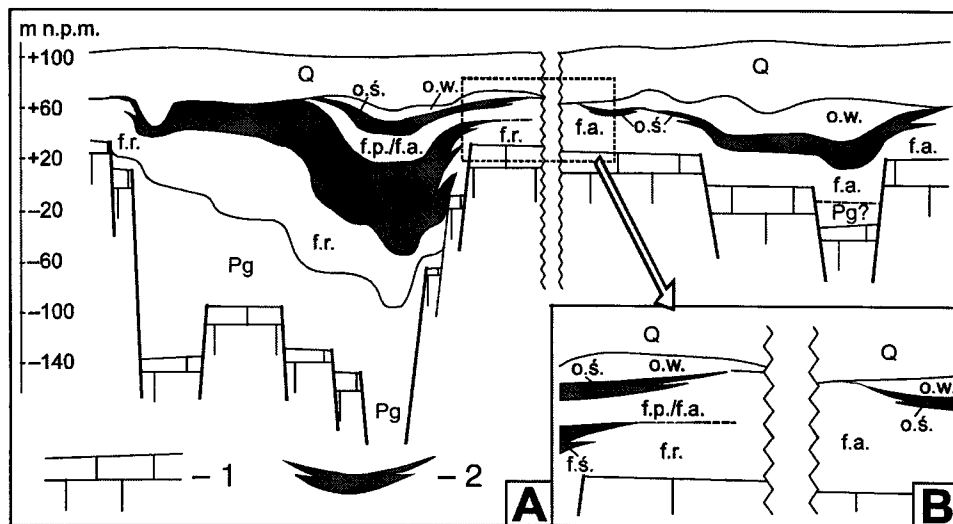
Przy opisywaniu litostratygrafii kenozoiku okolic Leszna Ciuk (1967) użył nazwy warstwy adamowskie. Obejmowały one szare, drobnoziarniste piaski kwarcowe podścielające I środkowopolski pokład węglowy. W spągu warstw adamowskich zaznaczała się niezgodność erozyjna podkreślona obecnością grubszych piasków i drobnych żwirów. Niżej w profilu znajdowały się tzw. warstwy pawłowickie, a pod nimi warstwy rawickie (Ciuk 1967, 1970; Piwocki 1975).

W świetle dzisiejszej wiedzy wydaje się co najmniej niezrozumiałe, dlaczego Ciuk (1967) przy ustalaniu litostratygrafii okolic Leszna, dla osadów występujących między I środkowopolskim pokładem węglowym i warstwami pawłowickimi, wskazał obszar ich typowego wykształcenia, oddalony o około 150 km w kierunku E. Równoleżnikowa korelacja osadów była niewspółmiernie trudniejsza niż południkowa. W drugim przypadku występowały bowiem liczne otwory wiertnicze, oddalone od siebie o kilkaset metrów lub co najwyżej kilka kilometrów, dokumentujące złoża węgla brunatnego w rowach strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica i w jej otoczeniu. Natomiast w kierunku równoleżnikowym, między Leszmem a Turkiem, w latach 60. XX w. otwory wiertnicze rozmieszczone były w odstępach kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu kilometrów. Dlatego, chociażby z przedstawionych powodów, o błąd było bardzo łatwo.

W swoim pierwszym schemacie litostratygraficznym neogenu Niżu Polskiego Ciuk (1970) wskazywał występowanie warstw adamowskich pod I środkowopolskim pokładem węglowym w KWB Adamów i KWB Konin. Warto dodać, że w latach 60. XX w. odkrywka Lubstów (KWB Konin) jeszcze nie istniała, a rozpoznanie złoża było bardzo słabe (Biernat 1962). Nie były wtedy znane również osady paleogeńskie w wielu miejscach E Wielkopolski (Ciuk, Grabowska 1991; Stankowski i in. 1992, 1995a, b; Kozydra, Skompski 1995; Widera 1998, 2000a, 2001a, 2002b). Dlatego przyjmując warstwowy układ jednostek litostratygraficznych neogenu na Niżu Polskim, Ciuk (1970) założył, że we E Wielkopolsce między stropem mezozoiku a I środkowopolskim pokładem węglowym występuje litostratygraficzny odpowiednik warstw adamowskich okolic Leszna. Według aktualnej chronostratygrafii oznaczało to lukę stratygraficzną między górną kredą a środkową częścią środkowego miocenu.

Schemat litostratygraficzny Ciuka (1970) jest używany do dnia dzisiejszego. Wyniki badań palinologicznych i faunistycznych osadów formacji „adamowskiej” (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Ważyńska 1998) nie negują jej środkowomiocenijskiego wieku, co dotyczy jednak tylko obszaru W Wielkopolski. Natomiast we E Wielkopolsce formacja „adamowska”, na obszarze jej typowego wykształcenia, nie doczekała się dotychczas kompleksowych badań, zwłaszcza palinologicznych.

Pierwsze wątpliwości, dotyczące poprawności wydzielenia formacji „adamowskiej” we E Wielkopolsce, pojawiły się przy korelacji osadów między złożami węgla brunatnego (ryc. 38). Zrezygnowano z wydzielenia formacji „adamowskiej”, a osady przez nią reprezentowane, niesłusznie zresztą, jak się później okazało, skorelowano wyłącznie z dolnomiocenijską formacją rawicką (Widera 1997a, 1998). Pogląd ten zweryfikowano w następnych latach (Widera 2001a, 2002b). Z analizy ryciny 38 wynika, że osady



Ryc. 38. Korelacja litostratygraficzna formacji „adamowskiej” między rowem Lubstowa a innymi rowami elewacji konińskiej: A. Uproszczone przekroje przez rów Lubstowa i pozostałe rowy; B. Powiększenie ukazujące lateralne zazębianie się formacji „adamowskiej” z innymi jednostkami litostratygraficznymi

Jednostki litostratygraficzne: f.r. - formacja rawicka, f.ś. - formacja ścinawska, f.a. - formacja „adamowska”, f.p. - formacja pawłowicka, o.ś. - ogniwo środkowopolskie, o.w. - ogniwo wielkopolskie; jednostki chronostratygraficzne: Pg - paleogen, Q - czwartorzęd (plejstocen i holocen); 1 - podłoże mezozoiczne; 2 - węglonośne jednostki litostratygraficzne

Fig. 38. Lithostratigraphic correlation of the “Adamów” Formation between the Lubstów Graben and other grabens of the Konin Elevation: A. Simplified cross-sections through the Lubstów Graben and the rest grabens; B. Enlarged view showing the “Adamów” Formation which interfingers laterally with other lithostratigraphic units

Lithostratigraphic units: f.r. - Rawicz Formation, f.ś. - Ścinawa Formation, f.a. - “Adamów” Formation, f.p. - Pawłowice Formation, o.ś. - Middle-Polish Member, o.w. - Wielkopolska Member; Chronostratigraphic units: Pg - Paleogene, Q - Quaternary (Pleistocene and Holocene); 1 - Mesozoic substratum; 2 - lignite-bearing lithostratigraphic units

formacji „adamowskiej” zazębiają się lateralnie z wypełniającymi rów Lubstowa osadami: formacji rawickiej, formacji ścinawskiej, nierozdzielonych formacji pawłowickiej i adamowskiej oraz ogniwa środkowopolskiego.

2.3.1. Porównanie osadów formacji rawickiej i „adamowskiej”

Na podstawie bezpośrednich obserwacji w odkrywkach KWB Konin i KWB Adamów stwierdzono, że osady formacji rawickiej i „adamowskiej” cechują się barwami od białych do czarnych. Zabarwienie zmienia się w zależności od zawartości detrytusu węglowego. W obu formacjach dominują warstwowania typowe dla niskoenergetycznego środowiska fluwialnego.

Osady obu porównywanych jednostek litostratygraficznych wykazują duże podobieństwo teksturalne. W przeważającej części są to piaski drobno- i średnioziarniste, a niekiedy piaski pylaste. Większość próbek reprezentuje osad umiarkowanie lub umiarkowanie dobrze wysortowany. W piaszczystych osadach formacji rawickiej i „adamowskiej” zdarzają się przewarstwienia mułków, węgla brunatnych, a nawet piaskowców kwarcyticznych.

Na podstawie składu minerałów ciężkich nie można jednoznacznie różnić piasków obu formacji. W osadach formacji rawickiej dominują muskowitz, dysten i turmalin. Natomiast w osadach formacji „adamowskiej” przeważają muskowitz, granaty i epidot. Jednak zbyt mała liczba próbek i duża zmienność składu mineralnego, wahająca się od 0 do nawet kilkudziesięciu procent, nie upoważniają do rozróżnienia osadów obu formacji na podstawie analiz minerałów ciężkich.

Obtoczenie ziarn kwarcu o frakcji 0,5–1,0 mm jest słabe lub średnie dla osadów reprezentujących formację rawicką i formację „adamowską”. W obu przypadkach występują ziarna ostrokrawędziste i słabo obtoczone, które przeważają nad ziarnami obtoczonymi. Na powierzchni ziarn kwarcu obu formacji stwierdzono zarówno ślady obróbki mechanicznej – pęknięcia i ostre krawędzie, jak i korozji chemicznej – zagłębienia wypełnione pyłem węglowym.

Dla osadów formacji rawickiej wartości współczynnika zagęszczenia średnio wynoszą 1,07, a maksymalnie 1,13. Natomiast dla osadów formacji „adamowskiej” wartości te wynoszą odpowiednio 1,03 i 1,04. Uważam, że tak duże zróżnicowanie tego parametru wynika z historii tektonicznej rowów i jest uzależnione od głębokości pograżenia i miąższości nadkładu. Dlatego współczynnik zagęszczenia nie powinien być uznawany, w przypadku obszarów o bardzo zróżnicowanej historii geotektonicznej, za kryterium decydujące o korelacjach litostratygraficznych.

Zatem, powyższe wyniki nie upoważniają do rozróżnienia osadów formacji rawickiej i „adamowskiej”. Uważam, że ani bezpośrednie obserwacje terenowe, ani badania laboratoryjne nie pozwalają wskazać cech typowych wyłącznie dla osadów jednej z obu porównywanych formacji.

2.3.2. Pionowy i poziomy kontakt formacji rawickiej i „adamowskiej”

Przejsie między osadami formacji rawickiej i „adamowskiej” zarówno wertykalne, jak i horyzontalne jest niemożliwe do zaobserwowania w odkrywkach. Wynika to z ograniczonego zasięgu eksploatacji węgla, która obejmuje zazwyczaj osiowe części rowów tektonicznych. Natomiast kontaktu obu formacji można się spodziewać w brzeżnych partiach rowów,

a nawet na ich obszarach ramowych. Dlatego, na podstawie wyżej nakreślonych dużych podobieństw omawianych osadów, nie ma żadnych kryteriów litologicznych pozwalających ustanowić granicę między obiema formacjami. Ze względu na fakt, że nawet w odkrywkach kopalnianych nie można prześledzić przejść między osadami formacji rawickiej i „adamowskiej”, pozostaje jedynie analiza przekrojów geologicznych (ryc. 38, 39).

Dla rozwiązania problemu formacji „adamowskiej” najważniejsze są ramowe części rowów, gdzie profile osadów neogeńskich są silnie skondensowane. W rowie Lubstowa dolnomiocenska formacja rawicka i nierozdzielone środkowomiocenske formacje pawłowicka i „adamowska” przedzielone są osadami formacji ścinawskiej z II łużyckim pokładem węgla brunatnego. W głębszych częściach rowu osady wymienionych formacji są silnie zaburzone tektonicznie. Natomiast poza rowem osiągają znaczenie mniejsze grubości i układają się w przybliżeniu horyzontalnie (ryc. 38A). W tym przypadku ich korelacja jest względnie prosta. Komplikacje pojawiają się, jeśli wyklinowaniu ulegają osady formacji ścinawskiej. Wtedy w przeważającej masie piaszczyste osady formacji pawłowickiej i „adamowskiej” zalegają wprost na piaszczystych osadach formacji rawickiej. Innymi słowy, środkowy miocen zalega na miocenie dolnym, czyli zgodnie. Niemniej jednak, jak wykazano w poprzednim podrozdziale, brak jest jakichkolwiek kryteriów litologiczno-mineralogicznych, które pozwoliłyby wskazać w profilach otworów wiertniczych granicę między osadami obu piaszczystych formacji dolnego i środkowego miocenu.

Natomiast w otoczeniu innych rowów okolic Konina i Turku występują wyłącznie osady formacji „adamowskiej” i poznańskiej z ogniwami środkowopolskim i wielkopolskim (ryc. 38B). Warto dodać, że dominującą część ogniw środkowopolskiego stanowią węgle brunatne I środkowopolskiego pokładu. Gdyby nie było rowu Lubstowa, z osadami m.in. formacji rawickiej, nie byłoby jakichkolwiek przesłanek, by kwestionować litostratygrafię Ciuka (1970) dla neogenu Niżu Polskiego. Okazuje się jednak, że analizując osady w kierunku rowu Lubstowa, korelacja dotychczasowych wydzieleni litostratygraficznych jest niezgodna z fundamentalnymi zasadami stratygrafii, przestrzeganyymi w kartografii wgłębnej (por.: Kotański 1990). Po prostu, osady dolnomiocenskej formacji rawickiej z otoczenia rowu Lubstowa, obocznie przechodzą w środkowomiocenske osady formacji „adamowskiej” z otoczenia innych rowów. Ponadto, szeroko rozpowszechnione we E Wielkopolsce osady formacji „adamowskiej” zająbiają się z osadami następujących jednostek litostratygraficznych, występujących w rowie Lubstowa i w jego najbliższym otoczeniu: formacji ścinawskiej, nierozdzielonych formacji pawłowickiej i „adamowskiej” oraz ogniw środkowopolskiego (ryc. 38B). Zatem, osady piaszczyste występujące między II łużyckim i I środkowopol-

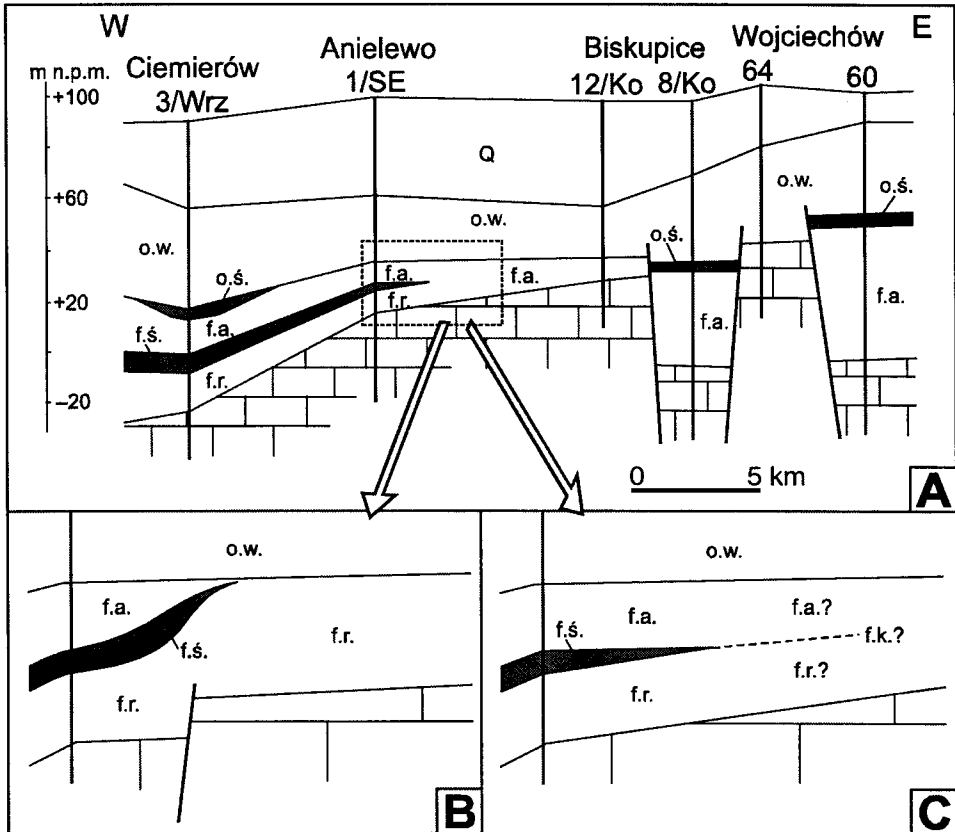
skim pokładem węgla brunatnego okolic Lubstowa nie są korelatem litostatygraficznym osadów piaszczystych zalegających pod I środkowopolskim pokładem węgla brunatnego na pozostałym obszarze okolic Konina i Turku. Tym bardziej osady formacji „adamowskiej” we E Wielkopolsce i osady formacji „adamowskiej” w okolicach Leszna nie mogą być z sobą korelowane.

Problem formacji „adamowskiej” mógł być rozwiązany już pod koniec lat 70. XX w. przez Walkiewicz (1979). Na przekroju równoleżnikowym przez Wielkopolskę, na E od maksymalnego zasięgu formacji ścinawskiej, rozdzielającej osady formacji rawickiej i „adamowskiej”, autorka znaczyła wyłącznie osady formacji „adamowskiej”, ale ze znakiem zapytania. Można domniemywać, że istniały uzasadnione wątpliwości dotyczące zasadności wydzielenia formacji „adamowskiej” we E Wielkopolsce. Jednak ani w tekście wspomnianej pracy, ani w późniejszym opracowaniu monograficznym autorka nie odniosła się do tego problemu (Walkiewicz 1979, 1984).

Kolejnych dowodów podważających zasadność wydzielenia formacji „adamowskiej” na obszarach, gdzie brak jest formacji ścinawskiej, czyli w przeważającej części E Wielkopolski, dostarczają przekroje geologiczne wykonane przez Walkiewicz (1984). Fragment jednego ze wspomnianych przekrojów zostanie omówiony bardziej szczegółowo (ryc. 39). Kluczowe znaczenie ma korelacja między otworami Anielewo 1/SE i Biskupice 12/Ko (ryc. 39A). W pierwszym otworze autorka wydzieliła osady formacji: rawickiej, ścinawskiej, „adamowskiej” i ogniwa wielkopolskiego. Natomiast w drugim otworze wydzielone zostały osady formacji „adamowskiej” i ogniwa wielkopolskiego. Podobnie jak w przypadku wyżej prezentowanego otoczenia rowu Lubstowa, omawiany przekrój został skonstruowany niezgodnie z zasadami kartografii wgłębnej.

Można wskazać kilka możliwości korelacji warstw między otworami Anielewo 1/SE i Biskupice 12/Ko - dwa z nich są najbardziej prawdopodobne (ryc. 39B, C). Jednocześnie oba rozwiązania negatywnie weryfikują wersję podaną przez Walkiewicz (1984), gdzie dolnomioceńska formacja rawicka zazębia się ze środkowomioceńską formacją „adamowską” (ryc. 39A).

W pierwszym przypadku można założyć, że na E od otworu Anielewo występuje w podłożu mezozoicznym uskok. Poprzez analogię do rowów tektonicznych okolic Konina i Turku (ryc. 38) można również przyjąć wyniesienie osadów formacji ścinawskiej z II łuzyckim pokładem węgla brunatnego w strefie naduskokowej. Wtedy osady formacji „adamowskiej” uległyby wyklinowaniu między otworami Anielewo i Biskupice, a osady formacji rawickiej należałoby wyróżnić w otworze Biskupice i dalej w kierunku E (ryc. 39B). W takiej sytuacji we E Wielkopolsce pod I środkowopolskim pokładem węglowym występowałaby formacja rawicka. Natomiast luka stra-



Ryc. 39. Możliwe interpretacje przekroju geologicznego przez osady neogeńskie w środkowej Wielkopolsce (lokalizacja na ryc. 41): A. Przekrój wykonany przez Z. Walkiewicz (1984, ryc. 16, przekrój II) - formacja rawicka nie występuje we wschodniej części przekroju; B. Przyuszczalny uskok w mezozoicznym podłożu - formacja „adamowska” nie występuje we wschodniej części przekroju; C. Sytuacja jak na rycinie Walkiewicz z nową interpretacją litostatygraficzną
Jednostki litostatygraficzne: f.k. - formacja koźmińska; inne objaśnienia jak na ryc. 38

Fig. 39. Possible interpretations of cross-section through the Neogene in central Wielkopolska (location in Fig. 41): A. Cross-section prepared by Z. Walkiewicz (1984, Fig. 16, cross-section II) - Rawick Formation is absent in eastern part of the cross-section; B. Assumed fault in the Mesozoic substratum - "Adamów" Formation is absent in eastern part of the cross-section; C. Situation as in Walkiewicz's figure with new lithostratigraphic interpretation

Lithostratigraphic units: f.k. - Kozłmin Formation; Other explanations in Fig. 38

tygraficzna obejmowałaby najwyższy wczesny miocen i najniższy środkowy miocen, czyli czas sedymentacji formacji ścinawskiej.

W drugim przypadku należałoby przyjąć, tak jak Walkiewicz (1984), że osady między obydwooma omawianymi otworami zalegają zgodnie z na-

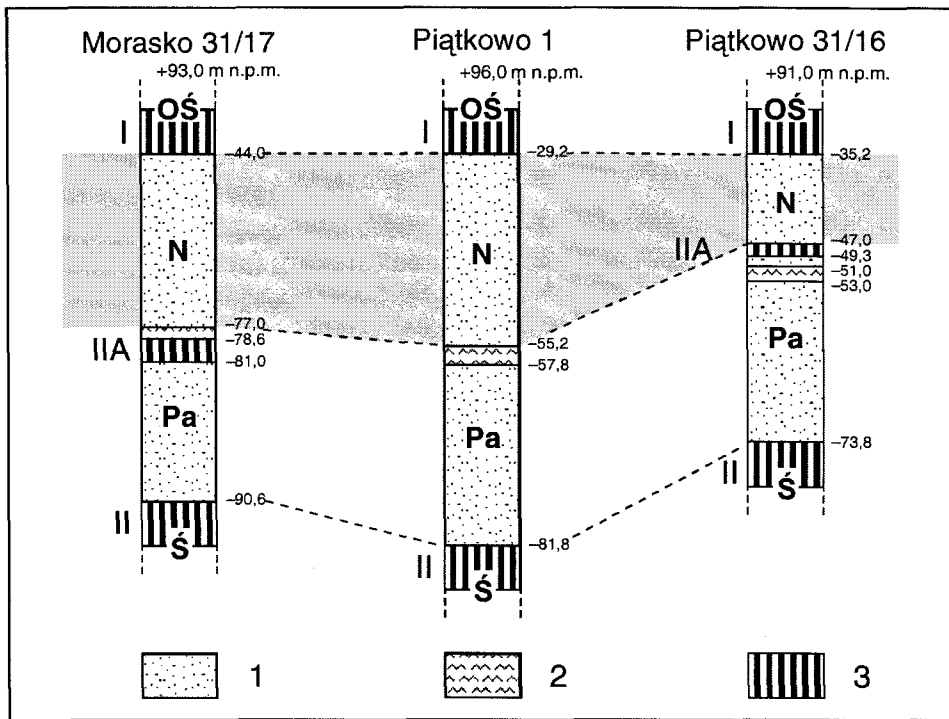
chyleniem podłoża mezozoicznego, bez jakichkolwiek nieciągłości (ryc. 39C). Wtedy osady formacji rawickiej o miąższości kilkunastu metrów w otworze Anielewo nie „znikają” wraz z wyklinowaniem się formacji ścinawskiej, ale kontynuują się w kierunku otworu Biskupice. Podobnie osady formacji „adamowskiej” rozciągają się w kierunku otworu Biskupice (ryc. 39C). Obie ewentualności interpretacji występowania tych formacji są jednakowo prawdopodobne, a zarazem żadna z nich nie jest pewna. Dlatego najbardziej celowe jest wyróżnienie nowej jednostki litostratygraficznej, obejmującej osady formacji rawickiej i „adamowskiej” (ryc. 39C)

2.3.3. Formacje koźmińska i naramowicka – nowe jednostki litostratygraficzne

Dla obszaru E Wielkopolski nową jednostkę litostratygraficzną, tj. formację koźmińską, zamiast dotychczasowej formacji „adamowskiej”, wprowadzono już kilka lat temu (Widera 2001a). Nazwa nowej formacji pochodzi od nazw odkrywki i złoża węgla brunatnego, zlokalizowanych w pobliżu miejscowości Koźmin. Za wyborem okolic Koźmina jako obszaru stratotypowego przemawiają dodatkowo nowe odkrycia osadów dolnooligoceniowych na obszarze złoża Koźmin N (Kozula 1998; Widera 2000a), a ostatnio także na obszarze złoża Koźmin S (Widera, Kita 2007).

Uwzględniając nowe odkrycia z ostatnich lat, wyniki badań laboratoryjnych oraz kartograficznych, dokonano korelacji profili litostratygraficznych z wybranych obszarów E Wielkopolski. Porównano obszar złoża Lubstów z obszarami innych złóż, w których występują osady paleogeńskie lub ich brak. Najogólniej można stwierdzić, że poza obszarem złoża Lubstów należy wyróżnić jedyne 2 neogeńskie formacje, tj. koźmińską i poznańską. Powszechnie występująca we E Wielkopolsce formacja koźmińska zazębia się z: dolnomioceniową formacją rawicką oraz środkowomioceniowymi formacjami ścinawską, nierozdzielonymi formacjami pawłowicką i „adamowską” oraz ogniwem środkowopolskim na obszarze złoża Lubstów. Wiek formacji koźmińskiej należy rozciągnąć od wczesnego miocenu po środkową część środkowego miocenu. Zatem, formacja koźmińska obejmuje przedział czasu odpowiadający sedymentacji formacji: rawickiej, ścinawskiej, pawłowickiej i „adamowskiej” oraz ogniwa środkowopolskiego, należącego do formacji poznańskiej.

Drugą proponowaną jednostką litostratygraficzną jest formacja naramowicka. Jej obszar stratotypowy obejmuje północną dzielnicę Poznania. Nazwa formacji pochodzi od nazwy złoża węgla brunatnego występującego w rejonie Naramowic (dzielnicy Poznania). Na omawianym obszarze od-



Ryc. 40. Zestawienie typowych profili z osadami formacji naramowickiej w okolicy Poznania
 1 - piaski; 2 - mulki; 3 - węgle brunatne; jednostki litostratigraficzne: Ś - formacja ścinawska, Pa - formacja poznańska, N - formacja naramowicka, OŚ - ogniwo środkowopolskie; pokłady węglowe: II - 2 lużycki, IIA - 2 „A” lubiński, I - 1 środkowopolski

Fig. 40. Compilation of typical profiles with the Naramowice Formation in the vicinity of Poznań

1 - sands; 2 - silts; 3 - lignites; Lithostratigraphic units: Ś - Ścinawa Formation, Pa - Pawłowice Formation, N - Naramowice Formation, OŚ - Middle-Polish Member; Lignite seams: II - Second Lusatian, IIA - Second "A" Lubiąż, I - First Middle-Polish

wierconych zostało 18 głębokich otworów wiertniczych, dzięki czemu wykształcenie neogenu jest dobrze poznane (Widera i in. 2004). W 14 profilach otworów wiertniczych można wydzielić osady formacji naramowickiej. Miąższość tej formacji mieści się w przedziale od 6 do 33 m. Formacja naramowicka zbudowana jest prawie w 100% z piasków, miejscami z nieznacznymi domieszkami frakcji ilastej i mułkowej oraz substancji organicznej.

Kryteria wyróżnienia formacji naramowickiej przedstawiono na przykładzie 3 profili stratotypowych, tj.: Morasko 31/17, Piątkowo 1 i Piątkowo 31/16 (ryc. 40). Pomędzy stropem formacji ścinawskiej z II lużyckim pokładem węglowym a spągiem ogniwa środkowopolskiego z I środkowopol-

skim pokładem węgla brunatnego występują osady formacji pawłowickiej i naramowickiej. Poprzez analogię do okolic Leszna, Rawicza, Czempinia i Mosiny – strop formacji pawłowickiej wyznacza obecność mułków, często węglistych i/lub cienkich warstw węgla brunatnych tzw. IIA lubińskiej grupy pokładów. Na tych osadach zalegają najniższe pakiety formacji naramowickiej. Strop formacji naramowickiej zaś we wszystkich omawianych przypadkach wyznacza obecność węgla I środkowopolskiego pokładu, zaliczanych do ogniwa środkowopolskiego (ryc. 40). Natomiast wiek formacji naramowickiej należy określić na środkową część środkowego miocenu.

2.4. Wykształcenie osadów neogeńskich

2.4.1. Zasięg osadów neogeńskich

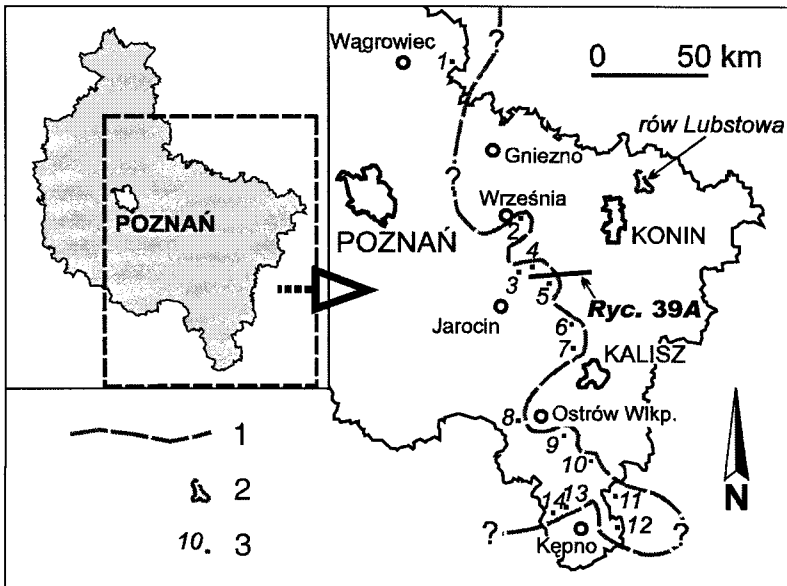
Cały obszar Wielkopolski był w zasięgu neogeńskich basenów sedymentacyjnych NW Europy (Vinken 1988). W różnych okresach neogenu dochodziło do przemieszczania się facji (Ciuk, Pożaryska 1982; Piwocki 1998; Piwocki i in. 1996a, 2004). Stąd też niektóre jednostki litostratygraficzne można wyróżnić niemal na całym obszarze badań, a inne tylko na jego fragmentach. Dodatkowy wpływ na aktualne rozprzestrzenienie osadów neogeńskich miały plejstocenske procesy erozji oraz plejstocenska egzaracja lodowcowa i erozja wód roztopowych. Dlatego neogenu brakuje na wyniesieniach podłoża mezozoicznego, np. na: S i SE od Kępna (Ciuk 1979), obszarze elewacji obornickiej (Walkiewicz 1984) i znacznych terenach elewacji konińskiej między Koninem a Turkiem (Ciuk 1980; Widera 1997b, 1998).

W przypadku osadów neogeńskich podstawowe znaczenie ma poznanie rozprzestrzenienia formacji ścinawskiej, zwanej też formacją krajeńską, z II łużycką grupą pokładów węgla brunatnego. Zasięg formacji ścinawskiej prawie pokrywa się z rozprzestrzenieniem zarówno formacji rawickiej, jak i formacji naramowickiej. Warto raz jeszcze powtórzyć, że wyłącznie występowanie w profilu osadów formacji ścinawskiej upoważnia do wydzielania formacji rawickiej i naramowickiej. Dlatego E granicę wymienionych formacji określono względnie dokładnie (ryc. 41). Na E od linii Gniezno-Września-Kalisz-Ostrów Wielkopolski i na S od Kępna brak jest osadów formacji rawickiej, ścinawskiej i naramowickiej. Wyjątek stanowi obszar rowu Lubstowa, gdzie osady omawianych trzech formacji występują (ryc. 41).

W obrębie formacji rawickiej, na SW rubieżach Wielkopolski, wydziela się ogniwa dąbrowskie i żarskie (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). Oba ogniwa występują jedynie w okolicach Rawicza i Leszna, tj. na

obszarze, gdzie sięgają węgle brunatne tzw. IV dąbrowskiej grupy pokładów (Piwocki 1975, 1992). Na pozostałym obszarze badań osady formacji rawickiej nie wykazują tak wyraźnej dwudzielności litologicznej. Dlatego w obrębie formacji rawickiej nie wyróżnia się mniejszych rangą jednostek litostratygraficznych.

Formacja ścinawska i występujący wśród niej II łużycki pokład węglowy, częściej grupa pokładów, posiadają lokalne synonimy. W najbardziej N części Wielkopolski formacja ścinawska nazywana jest formacją krajeńską (Kohlman-Adamska 1993). W tej części obszaru badań występuje bardzo skondensowany profil II pokładu łużyckiego. Badania palinologiczne (Kohlman-Adamska 1993) dowiodły niezbicie, że skład sporowo-pyłkowy odpowiada górnemu, II łużyckiemu pokładowi węgla brunatnego z okolic Ścinawy. Dlatego Piwocki i Tworzydło-Ziembińska (1995) wprowadzili nazwę formacji krajeńskiej do schematu litostratygraficznego neogenu Niżu Polskiego. Natomiast we E Wielkopolsce - w rowie Lubstowa - II łużycki pokład węglowy określany jest mianem pokładu lubstowskiego (Widera 1998, 2000b, 2004).



Ryc. 41. Wschodni zasięg formacji ścinawskiej w Wielkopolsce

1 - linia wschodniego zasięgu osadów formacji ścinawskiej; 2 - izolowany obszar z osadami formacji ścinawskiej we wschodniej Wielkopolsce; 3 - najbardziej na wschód zlokalizowane otwory wiertnicze z osadami formacji ścinawskiej (patrz tab. 6)

Fig. 41. Eastern extent of the Ścinawa Formation in Wielkopolska

1 - line of the eastern extent the Ścinawa Formation; 2 - separated area with the the Ścinawa Formation in eastern Wielkopolska; 3 - easternmost located boreholes with the Ścinawa Formation deposits (see Tab. 6)

Zadecydowała o tym wyjątkowa, niespotykana w innych wielkopolskich złożach, miąższość wspomnianego pokładu oraz jego ogromne znaczenie dla litostratygrafii i paleogeografii E Wielkopolski. W obu przypadkach na podkreślenie zasługuje bardzo dobre rozpoznanie palinologiczne omawianych osadów (Ciuk, Grabowska 1991; Kohlman-Adamska 1993; Ważyńska 1998).

Zbliżony zasięg do wspomnianych formacji rawickiej i ścinawskiej mają formacje pawłowicka i naramowicka – dawniej formacja „adamowska” z okolic Leszna (Ciuk 1967, 1970). Formacja naramowicka niezgodnie przekracza formację pawłowicką, sięgając po E granicę rozprzestrzenienia formacji ścinawskiej (ryc. 41). W wielu przypadkach osady formacji pawłowickiej i naramowickiej muszą być jednak traktowane łącznie, gdyż nie ma kryteriów litologicznych, które upoważniałyby do ich rozdzielenia. Dobrym przykładem jest rów Lubstowa, gdzie występujące między II łużyckim – lubstowskim i I środkowopolskim – konińskim pokładem węglowym osady należy traktować łącznie jako korelat formacji pawłowickiej i naramowickiej z W i środkowej Wielkopolski. Rozdzielenie osadów formacji pawłowickiej i naramowickiej jest również bardzo trudne w okolicach Piły, Kalisza i Kępna (Piwocki 1973; Ciuk 1973, 1976, 1979). Dlatego Walkiewicz (1984) obie omawiane formacje ujęła łącznie na mapach miąższościowych i przekrojach geologicznych.

Na E od wyznaczonej linii zasięgu formacji ścinawskiej rozpościera się formacja koźmińska (ryc. 41). Lateralnie zazębia się ona z formacjami: rawicką, ścinawską, pawłowicką i naramowicką oraz lokalnie z osadami ogniwa środkowopolskiego.

Największy zasięg ma formacja poznańska, z ogniwami środkowopolskim i wielkopolskim, która obejmuje obszar niemal całej Wielkopolski. Zatem, osadów formacji poznańskiej nie ma tylko tam, gdzie w ogóle brakuje neogenu, tj. na wyniesieniach mezozoicznego podłoża i w rynnach glacialnych. Zarówno pokład węglowy, jak i ogniwo zawierające ten pokład są określane mianem środkowopolskiego ze względu na powszechność występowania w środkowej Polsce (Ciuk 1970; Piwocki, Tworzydło-Ziembińska 1995, 1997).

2.4.2. Miąższość osadów neogeńskich

Sumaryczna grubość osadów neogeńskich jest bardzo zróżnicowana i obejmuje przedział od 0 do 350,3 m. Największe miąższości neogenu, przekraczające często 200–300 m, występują nad wysadami solnymi oraz w niektórych rowach tektonicznych (Walkiewicz 1968, 1984; Piwocki 1975; Ciuk 1978; Widera 2004; Widera i in. 2004).

Najbardziej miąższe osady neogeńskie zostały przewiercone w otworze Gołębin Stary 22.5/74, zlokalizowanym około 6 km na S od Czempinia w rowie Czempinia, czyli w środkowym odcinku strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica. Grubość osadów neogeńskich wynosi tam 350,3 m. Warto również wspomnieć, że nieomal równie duże miąższości neogenu nawiercono na obszarze struktury solnej Kłodawy we E Wielkopolsce. Grubość osadów, stanowiących wypełnienie nieckowatego obniżenia, wynosi 334,0 m. Powstawanie tak dużych obniżzeń - niecek subbrozyjnych ponad wysadami solnymi - jest wyjaśniane przede wszystkim rozpuszczaniem soli i tworzeniem się czapy gipsowej (Głazek, Zapaśnik 1980; Głazek 1989). Wyraźnie zaznacza się, w przybliżeniu południkowo przebiegający, wąski pas zwiększonych miąższości, obejmujący strefę dyslokacyjną Poznań-Szamotuły i strefę dyslokacyjną Poznań-Oleśnica (Walkiewicz 1968, 1984). Również SW odnogi strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica, tj. okolic Rawicza i Leszna, cechują się wzrostem grubości neogenu o około 100-150 m w stosunku do otoczenia (Ciuk 1967; Piwocki 1975). W pierwszym przypadku łączna miąższość neogenu przekracza 280 m, a w drugim sięga 275 m. Natomiast poza nieckami subbrozyjnymi i rowami tektonicznymi zauważalna jest tendencja do wzrostu miąższości neogenu w kierunku W. O ile we E i N Wielkopolsce średnia grubość osadów neogeńskich wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów, to wzdłuż W granic Wielkopolski oscyluje wokół 100 m, a na linii Wolsztyn-Leszo-Rawicz mieści się w przedziale od 130 do 250 m. Przedstawiony rozkład miąższości osadów neogeńskich dowodzi szybszego pograżania tektonicznego SW obszarów niż terenów położonych w N i E Wielkopolsce. Tłumaczy to również większą kompletność stratygraficzną neogenu w W w stosunku do E części obszaru badań, gdzie brakuje prawie zupełnie np. formacji ścinawskiej.

Formacja rawicka wyróżnia się spośród wszystkich jednostek litostratygraficznych najbardziej wyrównanymi miąższościami, mieszczącymi się w przedziale od 20 do 40 m. W rowie Lubstowa, stanowiącym enklawę we E Wielkopolsce, rejestruje się podobnie wyrównane miąższości (Ciuk, Grabowska 1991; Widera 1998, 2000b, 2004). W czasie sedymentacji tej formacji w rowie Lubstowa nie zaznaczyły się obniżające ruchy tektoniczne (Widera 2004). Wyjątek stanowi obszar stratotypowy, czyli okolice Rawicza, gdzie grubość omawianych osadów przekracza 120 m (Piwocki 1975). W tym przypadku doszło do nałożenia się efektów ruchów obniżających cały obszar SW Wielkopolski, jak i subsydencji w rowie Chobieni-Rawicza. Z drugiej strony, duże zróżnicowanie miąższościowe formacji rawickiej stwierdzono wzdłuż E granicy jej zasięgu (ryc. 41, tab. 6).

Miąższość formacji ścinawskiej wzdłuż jej E granicy występowania waha się w przedziale od 0,6 do 19,4 m (ryc. 41, tab. 6). Zatem, są to miąż-

Tabela 6. Miąższość osadów formacji naramowickiej i rawickiej w otworach wiertniczych położonych wzdłuż wschodniego zasięgu formacji ścinawskiej w Wielkopolsce

Table 6. Thickness of the Naramowice and Rawicz Formations in boreholes situated along the eastern extent of the Ścinawa Formation in Wielkopolska

Nr otworu na ryc. 41 <i>Borehole number in Fig. 41</i>	Pierwotna nazwa otworu <i>Original borehole number</i>	Miąższość [m] <i>Thickness [m]</i>		
		formacja ścinawska <i>Ścinawa Formation</i>	formacja naramowicka (dawna fm. „adamowska”) <i>Naramowice Formation (former „Adamów” Fm.)</i>	formacja rawicka <i>Rawicz Formation</i>
1	Kozielsko 58/64	3,0	8,6	51,7
2	Września 36/22	0,6	16,3	72,2
3	Laski 73/74	9,4	12,2	35,4
4	Ciemierów 77/86	5,0	13,2	15,0
5	Leszczyca 73/90	11,4	17,9	16,2
6	Łasków 54/18	1,6	5,8	0,0
7	Kuchary 46/18	6,2	14,8	3,0
8	Sulmierzyce 3	19,4	0,9	18,4
9	Ostrów Wlkp. 3	2,7	10,9	36,8
10	Huby-II 94/05	14,0	3,4	1,7
11	Wyszaków 02/95	5,4	10,0	0,0
12	Dobrygość 02/85	14,0	?	0,0
13	Rzetnia 04/95	17,0	?	0,0
14	Marcinki IG-1	16,0	78,8	9,0

Lokalizacja otworów wiertniczych na ryc. 41

Location of the boreholes in Fig. 41

szości typowe dla osadów formacji ścinawskiej/krajeńskiej na znacznym obszarze Wielkopolski. Jedynie w pojedynczych otworach okolic Międzychodu, Wolsztyna i Leszna ich grubość mieści się w przedziale od 20 do 50 m (Walkiewicz 1984). W tym przypadku wyróżnić trzeba strefę skokowego, bo sięgającego blisko 100 m, wzrostu grubości osadów formacji ścinawskiej na linii: Szamotuły-Poznań-Mosina-Czempiń-Krzywiń-Gostyń. Jest to jednocześnie obszar występowania najzasobniejszych złóż węgla brunatnych w Polsce - głównie II łużyckiej grupy pokładów (Ciuk 1978; Piwoczek 1991; Kasiński 2004). Wykształcenie formacji ścinawskiej jest wyjątkowe w rowie Lubstowa. Węgla II pokładu łużyckiego (lubstowskiego) osiągają tam największą miąższość na obszarze Wielkopolski, tj. 86,2 m.

Osady formacji pawłowickiej i naramowickiej (= dawnej formacji „adamowskiej” okolic Leszna) zalegają ciągłą pokrywą o grubości wzrastającej od około 10–20 m na E do około 50–80 m na W i SW Wielkopolski. Generalnie, miąższość formacji pawłowickiej zmniejsza się w kierunku E. Można stwierdzić, że basen sedymentacji formacji pawłowickiej przekroczył linię

strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica, ale nie sięgał tak daleko na E, jak zasięg formacji naramowickiej. Natomiast formacja naramowicka, na linii jej maksymalnego rozprzestrzenienia w kierunku E, osiąga grubość od 0,9 m do 78,8 m (tab. 6), a następnie przechodzi lateralnie w formację koźmińską.

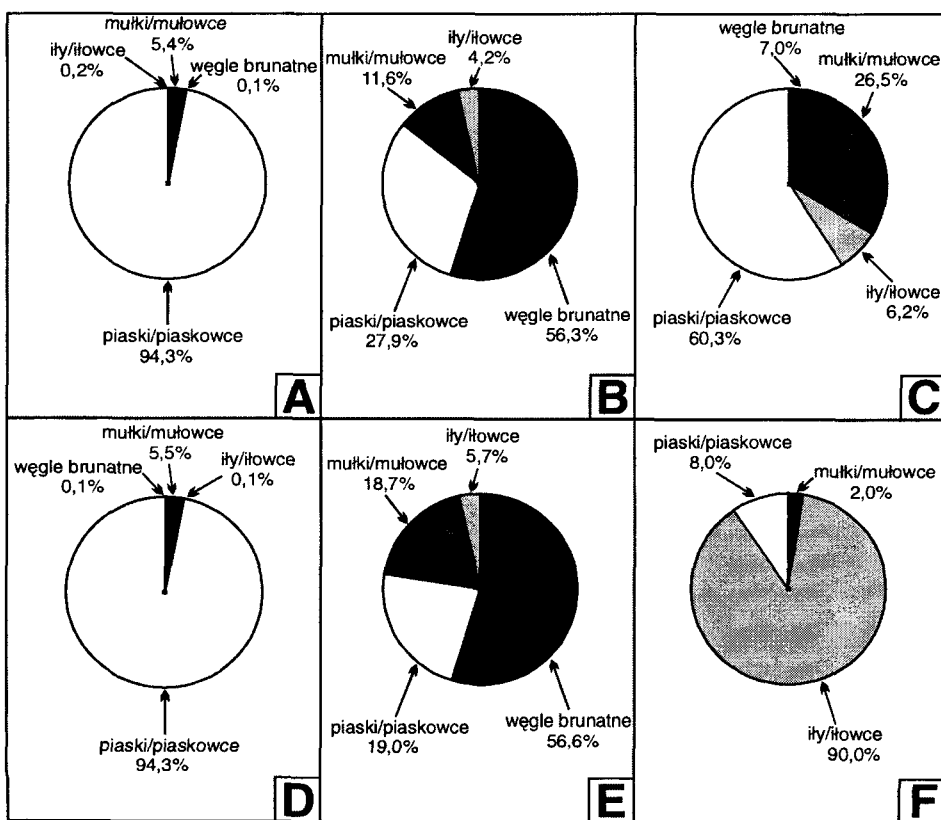
Największe grubości osadów, spośród wszystkich neogeńskich jednostek litostratygraficznych, osiąga formacja poznańska. Jej miąższości wzrastają od W i E w kierunku strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica, gdzie w okolicy Gostynia przekraczają 180 m (Walkiewicz 1984). Natomiast w otoczeniu Poznania, na jej stratotypowym obszarze, przeciętnie wynoszą 60–80 m (Widera, Cepińska 2003; Widera i in. 2004; Piwocki i in. 2004). Również w przypadku pozostałych rowów tektonicznych grubość formacji poznańskiej jest zdecydowanie większa niż w ich otoczeniu (Ciuk 1978; Piwocki 1991; Widera 2004; Widera i in. 2004). Miąższość ogniwa środkowopolskiego poza rowami tektonicznymi rzadko przekracza kilka metrów. Natomiast w rowach jego miąższości sięgają 20–50 m (Piwocki i in. 2004). Ponad ogniwem środkowopolskim zalega ogniwo wielkopolskie. Maksymalna miąższość ogniwa wielkopolskiego przekracza 170 m w okolicy Gostynia. Efektem procesów glacitektonicznych jest występowanie osadów ogniwa wielkopolskiego na powierzchni terenu głównie w rejonie Kępna, Ostrzeszowa-Mikstatu-Ostrowa Wlkp., Kalisza, Zdun-Krotoszyna, Miejskiej Górki-Pogorzeli, Jarocina-Pleszewa, Wroniek-Obornik-Poznania, Miasteczka-Wyrzyska (Krygowski 1947; Klimaszewski, Krygowski 1950; Bohdziewicz 1956).

2.4.3. Skład litofacjalny formacji neogeńskich – przykłady

W obrębie formacji rawickiej wyróżniane są ogniwa dąbrowskie i żarskie. W przypadku ogniwa dąbrowskiego, oprócz piasków i piaskowców oraz mułów i mułowców, charakterystyczne jest występowanie węgla brunatnych tzw. IV dąbrowskiej grupy pokładów w ilości przekraczającej nawet 10% miąższości. Natomiast ogniwo żarskie jest raczej bezwęglowe, a litofacje mineralne występują w różnych proporcjach. Zazwyczaj przeważają ility i ilowce, a także mułki i mułowce nad piaskami i piaskowcami oraz żwirami (Piwocki i in. 2004). W kierunku NE, jak i w wielu otworach okolic Rawicza i Leszna, osady obu ogniw przechodzą w osady formacji rawickiej. Swoim składem przypominają bardziej skład ogniwa żarskiego. Wcześniej uważano, że najbardziej charakterystyczną cechą formacji rawickiej jest wzrost zawartości litofacji piaszczystych od monokliny przedsudeckiej ku nieckom szczecińskiej i mogileńsko-łódzkiej (Piwocki 1975; Walkiewicz, Skoczyła 1989). O ile w otoczeniu Rawicza piaski i żwiry stanowią do 25% (Piwocki i in. 2004), o tyle w okolicy Poznania ich zawartość przekracza 90% miąższo-

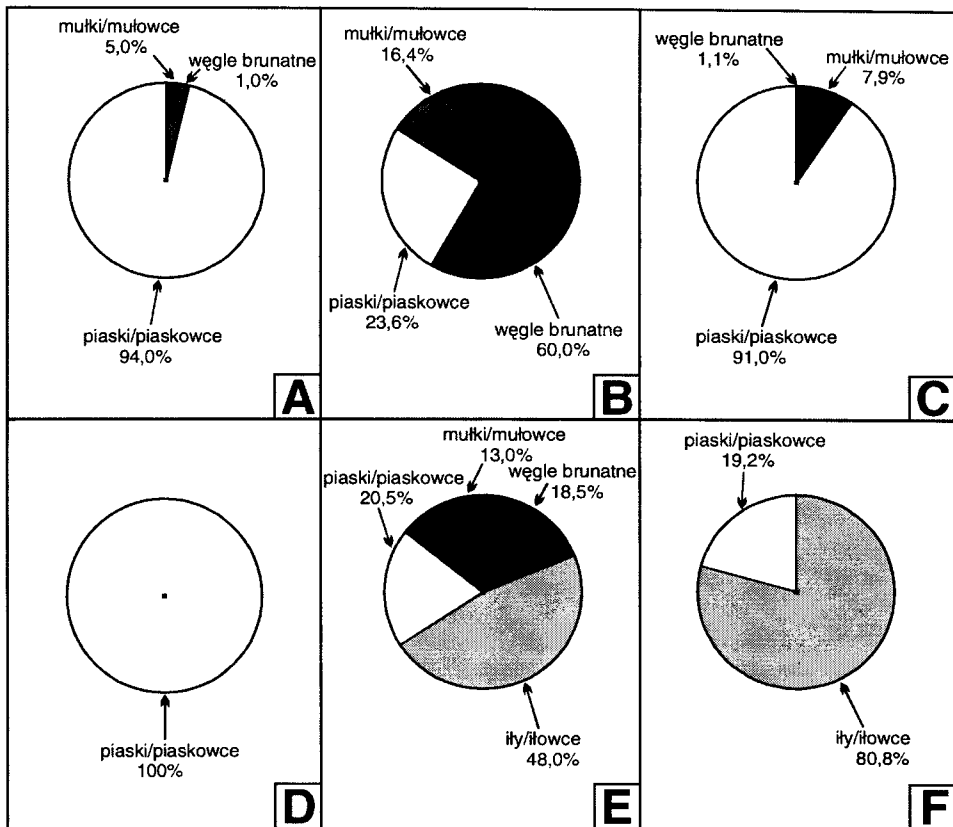
ści (ryc. 42, 43). Zatem, taki rozkład litofacji nie przekonuje do dotychczasowej interpretacji paleogeograficznej: materiał terrygeniczny był dostarczany z S jako rozległe stożki napływowe na przedpolu Sudetów (Piwocki 1975, 2004a; Walkiewicz, Skoczylas 1989). Bardziej prawdopodobny wydaje się kierunek transportu z N na S. Dlatego strefę osiową basenu sedimentacji formacji rawickiej należy lokalizować między SW granicami Wielkopolski a Sudetami.

W składzie litofacyjnym formacji ścinawskiej/krajeńskiej przeważa węgiel brunatny. Jej średni skład litofacyjny jest podobny w rowach tektonicz-



Ryc. 42. Skład litofacyjny neogenu w rowie Mosiny. Jednostki litostratygraficzne: A. Formacja rawicka; B. Formacja ścinawska; C. Formacja pawłowicka; D. Formacja naramowicka; E. Ogniwo środkowopolskie; F. Ogniwo wielkopolskie

Fig. 42. Lithofacies composition of the Neogene in the Mosina Graben: Lithostratigraphic units: A. Rawicz Formation; B. Ścinawa Formation; C. Pawłowice Formation; D. Naramowice Formation; E. Middle-Polish Member; F. Wielkopolska Member



Ryc. 43. Skład litofacjalny neogenu w rowie Naramowice

Objaśnienia jak na ryc. 42

Fig. 43. Lithofacies composition of the Neogene in the Naramowice Graben

Explanations in Fig. 42

nych i ich otoczeniu. W większości rowów W Wielkopolski wyróżnia się najbardziej produktywne pokłady węgla brunatnego II lużyckiej grupy pokładów (Ciuk 1978; Piwocki 1991; Widera, Capińska 2003). Przykładowo, w rowach Mosiny i Naramowice wspomniane węgle stanowią od 56% do 60% miąższości całej formacji (ryc. 42, 43), a w rowie Lubstowa osiągają nawet 100% grubości profilu.

Typowe profile formacji pawłowskiej zlokalizowane są w pobliżu Leszna. Według Frankiewicza (1982), jej skład litofacjalny w tym regionie przedstawia się następująco: piaski i żwiry – około 56%, mułki i iły – około 30% oraz węgle brunatne – około 14%. W kierunku NE wzrasta piaszczystość formacji pawłowskiej. W rowie Mosiny składa się ona z: piasków i pia-

skowców - 60%, mułków i mułowców - 27%, iłów i iłowców - 6% oraz węgla brunatnych - 7% (ryc. 42). W pobliskim rowie Naramowic, oddalonym o kilkanaście kilometrów w kierunku N, zawartość piasków i piaskowców wzrasta do 91% kosztem pozostałych litofacji (ryc. 43). Cechą charakterystyczną formacji pawłowickiej jest wzrost drobnoziarnistych litofacji mineralnych i węgla brunatnych ku jej stropowi. Należy to łączyć ze zmianą środowiska sedymentacyjnego z głównie rzecznego na jeziorno-bagiennie. Obecność przytoczonych litofacji w przystropowych odcinkach profili pozwala na rozróżnienie niżej zalegających piasków formacji pawłowickiej od wyżej występujących piasków formacji naramowickiej.

Formacja naramowicka na obszarze stratotypowym, tj. w rowie Naramowic, jest wyłącznie piaszczysta (ryc. 43). Jednak w innych częściach Wielkopolski w składzie tej formacji pojawiają się inne litofacje, przeważnie w ilości poniżej 10%. Przykładowo, w rowie Mosiny mułki i mułowce stanowią już około 5%, a ily i iłowce oraz węgle brunatne po około 0,1% (ryc. 42).

We E części badanego terenu, wyróżniana jest formacja koźmińska (ryc. 41). W jej spągu, podobnie jak w przypadku formacji rawickiej, licznie występują żwirzy (Ciuk 1970; Czarnik 1972; Piwocki 1975; Piwocki i in. 2004). Moim zdaniem może to być ważny poziom korelacyjny w skali regionalnej. Skład litofacyjny formacji koźmińskiej jest zbliżony zarówno do formacji rawickiej, jak i do formacji naramowickiej, czyli dominują w niej piaski i piaskowce. Jak wykazano w poprzednich rozdziałach, formacja koźmińska jest facjalnym odpowiednikiem obu wymienionych formacji, a także formacji ścinawskiej i pawłowickiej oraz dolnej części ogniwa środkowopolskiego. Kiedy w W Wielkopolsce dominowało jeziorno-bagiennie środowisko sedymentacji (formacja ścinawska i górna część formacji pawłowickiej), to we E Wielkopolsce kontynuowana była depozycja w facjach rzecznych, głównie piaszczystych (formacja koźmińska). Podczas sedymentacji węgla I środkowopolskiego (konińskiego) pokładu, poza zbiornikami torfotwórczymi, powstawały stropowe warstwy formacji koźmińskiej, wykształcone w facji rzecznej. Dlatego osady tej formacji zazębiają się lateralnie również z osadami ogniwa środkowopolskiego.

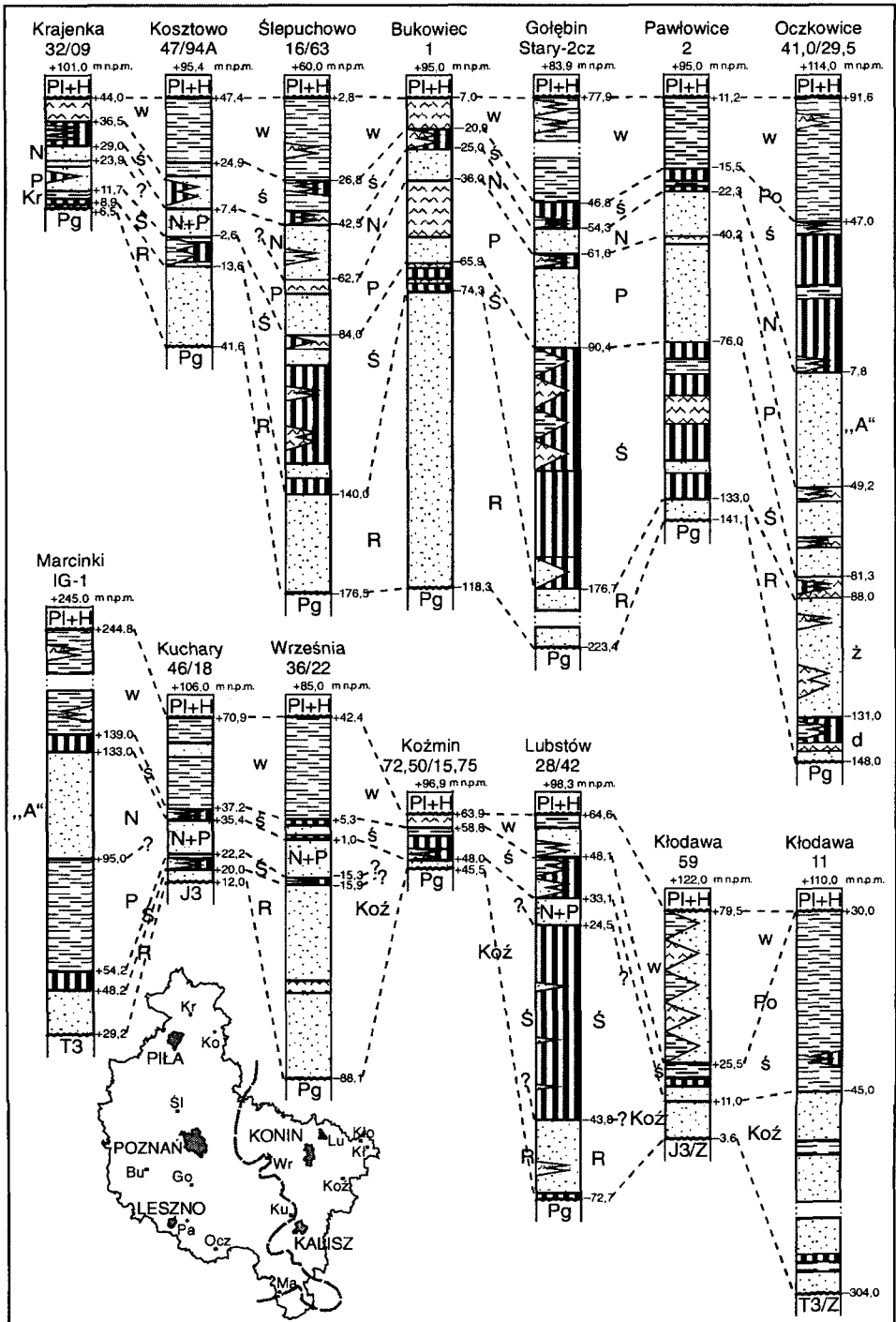
Formacja poznańska jest wyraźnie dwudzielna litologicznie. W jej obrębie wyróżnia się ogniwo środkowopolskie i ogniwo wielkopolskie. Dolny człon formacji poznańskiej, tj. ogniwo środkowopolskie, obejmuje maksymalnie 10–30% miąższości. Omawiane ogniwo jest bardziej węglasobne we E Wielkopolsce, gdzie występuje tylko jeden I środkowopolski pokład węglowy. Natomiast w W i SW części obszaru badań należy mówić o I środkowopolskiej grupie pokładów, składającej się nawet z kilku ławic węglowych, przewarstwionych głównie iłami szarymi. Ogniwo środkowopolskie swoim składem litofacyjnym jest bardzo zbliżone do formacji ścinawskiej.

Przede wszystkim podobieństwo najbardziej widoczne jest w zawartości węgla brunatnych, gdyż obie jednostki litostratygraficzne zawierają dwa najbardziej produktywne pokłady lub grupy pokładów na Niżu Polskim. Dobrze widoczne jest to na przykładzie obszarów rowów Mosiny i Naramowic, gdzie zawartość węgla waha się od około 19% do około 57% miąższości (ryc. 42, 43). W części W terenu badań ogniwo to często rozpoczynają i kończą tzw. ility szare (Widera, Capińska 2003). Natomiast we E części Wielkopolski ogniwo środkowopolskie prawie zawsze rozpoczynają i kończą węgle brunatne, a tylko sporadycznie wspomniane ility szare. Przyczyn tych różnic należy szukać w głębokości zbiorników sedymentacyjnych, a pośrednio w tempie i rozmiarach ich tektonicznego pograżania. Uważam, że w W części Wielkopolski dość gwałtownie środowisko sedymentacji zmieniło się z rzeczno-jeziorne, a następnie w bagienne. We E Wielkopolsce zaś powierzchnia depozycyjna ulegała powolnemu obniżaniu, co umożliwiło przejście facji rzecznych w bagienne. Należy dodać, że w większości otworów wiertniczych z konińsko-turkowskich odkrywek węgle brunatne obejmują 100% profilu ogniwa środkowopolskiego. Dlatego zaproponowana przez Piwockiego i Tworzydło-Ziemińską (1995, 1997) synonimiczna nazwa dla omawianej jednostki litostratygraficznej, tj. ogniwo iłów szarych, jest nieodpowiednia dla obszaru konińsko-turkowskiego.

Ogniwo wielkopolskie stanowi górny człon formacji poznańskiej. Na przeważającym obszarze Wielkopolski głównym składnikiem litologicznym tego ogniwa są ility i iłowce, które w wielu profilach stanowią nawet 100% miąższości. Często występują również inne litofacje: piaski i piaskowce, mułki i mułowce oraz sporadycznie węgle brunatne. Na przykład, ponad strukturą solną Kłodawy ogniwo to wykształcone jest w postaci: iłów i iłowców – 41%, mułków i mułowców – 38%, piasków i piaskowców – 21% oraz węgla brunatnych – 0,01%. Natomiast zawartość innych litofacji niż iłów i iłowców w rowie Mosiny sięga 10%, a w rowie Naramowic 19% (ryc. 42, 43). W odkrywce Koźmin S zaś ility obejmują tylko 12%, piaski 80%, a mułki i węgle brunatne 8% profilu (Widera 2002b). Jest to zapewne spowodowane położeniem tej odkrywki w brzeźnych częściach basenu sedymentacyjnego formacji poznańskiej.

2.5. Korelacja profili litostratygraficznych neogenu dla różnych obszarów Wielkopolski

Podobnie jak w przypadku paleogenu, profile otworów z osadami neogennymi skorelowano południkowo i równoleżnikowo (ryc. 44). Można łatwo zauważyć, że na W od linii zasięgu formacji ścinawskiej, w W Wielkopolsce,



kompletność stratygraficzna prawie we wszystkich porównywanych otworach jest pełna. Inaczej sytuacja przedstawia się we E Wielkopolsce, gdzie w większości profili nie występują wszystkie jednostki litostratygraficzne.

Przemierzając się z N na S litologia kolejnych wydzieli litostratygraficznych zmienia się nieznacznie. Istnieją jednak różnice w miąższości poszczególnych jednostek. Otwór Krajenka 32/09 ukazuje bardzo skondensowany profil osadów neogeńskich w N Wielkopolsce (ryc. 44). Warto przypomnieć, że jest to obszar stratotypowy formacji krajeńskiej, będącej korelatem litostratygraficznym formacji ścinawskiej. Bardzo zbliżone, chociaż o ponad dwukrotnie większej miąższości, jest wykształcenie neogenu w pobliskim otworze Kosztowo 47/94A. W otworach zlokalizowanych w okolicach Poznania i Leszna miąższości kolejnych wydzieli znacznie wzrastają, ale ich skład litologiczny jest zbliżony. Uwagę zwraca przede wszystkim kilkudziesięciometrowa grubość formacji ścinawskiej, w której przeważa węgiel brunatny II łużyckiej grupy pokładów. Wyjątek stanowi otwór Bukowiec 1, gdzie miąższość formacji ścinawskiej spada do kilku metrów, głównie kosztem wzrostu grubości niżej zalegającej piaszczystej formacji rawickiej. Jednak najpełniejszy profil osadów neogeńskich reprezentuje otwór Oczkowice 41,0/29,5, który jest położony w najbardziej SW części obszaru badań - w rowie Chobieni-Rawicza (ryc. 44). Nawet osady ogniwi dąbrowskiego i żarskiego można łatwo tam wydzielić w obrębie formacji rawickiej. Natomiast w wyższej części profilu wśród osadów ogniwa środkowopolskiego wyróżnia się dwa pokłady: główny - I środkowopolski i towarzyszący - IA oczkowicki, dla którego rów Chobieni-Rawicza jest obszarem stratotypowym (Piwocki 1975).



Ryc. 44. Zestawienie kilku typowych profili z osadami neogeńskimi w Wielkopolsce

Formacje litostratygraficzne: R - rawicka; Koź - koźmińska, Ś - ścinawska, Kr - krajeńska, Pa - pawłowska, N - naramowicka, „A” - „adamowska”, Po - poznańska; ogniwa litostratygraficzne: d - dąbrowskie, ż - żarskie, ś - środkowopolskie, w - wielkopolskie; jednostki chronostratygraficzne: Z - cechsztyń, T3 - górny trias, J3 - górna jura, Pl - plejstocen, H - holocen; lokalizacja otworów wiertniczych z przedstawionymi i analizowanymi profilami: Bu - Bukowiec 1, Go - Gołębin Stary-2cz, Kł - Kłodawa 11, Kło - Kłodawa 59, Ko - Kosztowo 47/94A, Kr - Krajenka 32/09, Koź - Koźmin 72.50/15.75, Ku - Kuchary 46/18, Lu - Lubstów 28/42, Ma - Marcinki IG-1, Ocz - Oczkowice 41,0/29,5, Pa - Pawłowice 2, Śl - Ślepuchowo 16/63, Wr - Września 36/22; inne objaśnienia jak na ryc. 24

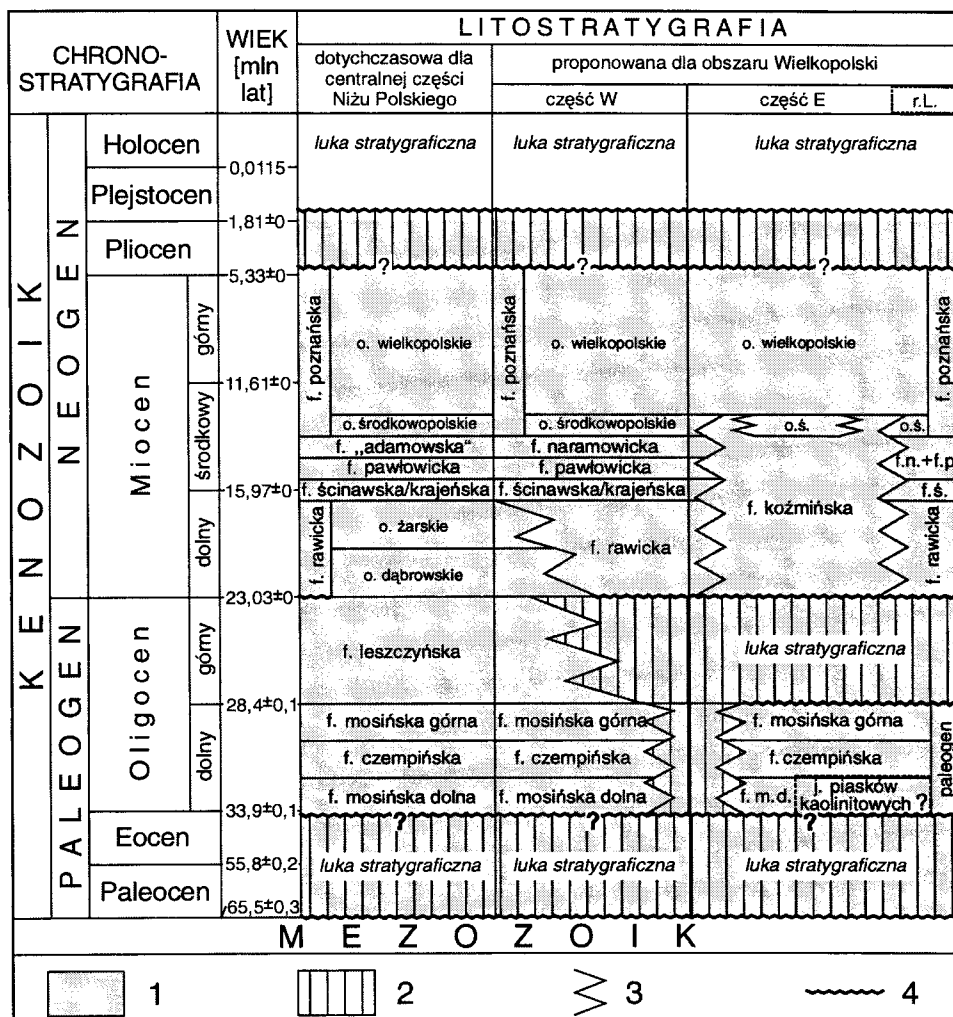
Fig. 44. Compilation of some typical profiles with the Neogene deposits in Wielkopolska

Lithostratigraphic Formations: R - Rawick; Koź - Koźmin, Ś - Ścinawa, Kr - Krajenka, Pa - Pawłowice, N - Naramowice, „A” - „Adamów”, Po - Poznań; Lithostratigraphic Members: d - Dąbrowa, ż - Żary, ś - Middle-Polish, w - Wielkopolska; Chronostratigraphic units: Z - Zechstein, T3 - Upper Triassic, J3 - Upper Jurassic, Pl - Pleistocene, H - Holocene; Location of boreholes with presented and examined profiles: Bu - Bukowiec 1, Go - Gołębin Stary-2cz, Kł - Kłodawa 11, Kło - Kłodawa 59, Ko - Kosztowo 47/94A, Kr - Krajenka 32/09, Koź - Koźmin 72.50/15.75, Ku - Kuchary 46/18, Lu - Lubstów 28/42, Ma - Marcinki IG-1, Ocz - Oczkowice 41,0/29,5, Pa - Pawłowice 2, Śl - Ślepuchowo 16/63, Wr - Września 36/22; Other explanations in Fig. 24

Z pozostałych korelowanych profili pierwsze 3 znajdują się jeszcze na obszarze występowania formacji ścinawskiej. Dlatego można w nich wyróżnić zarówno formację rawicką, jak i formacje pawłowicką oraz naramowicką. Wymienione formacje także można wyróżnić w otworze Lubstów 28/42, czyli w rowie Lubstowa, gdzie występują osady formacji ścinawskiej (ryc. 44). W tym przypadku jest to enklawa z osadami formacji ścinawskiej, zbudowana głównie z bardzo grubego (ponad 86 m miąższości) II łuzyckiego pokładu węglowego, oddalona od jej ciągłej pokrywy o kilkadziesiąt kilometrów w kierunku E. Fakt ten należy tłumaczyć synsedymentacyjnym rozwojem tektonicznym rowu Lubstowa i jego niespotykaną w Wielkopolsce głębokością. Doprowadziło to najpierw do powstania bardzo grubego pakietu torfów, a następnie konserwacji już węgla brunatnych, poprzez ich głębokie pograżenie, przed późniejszymi procesami niszczącymi. Tam, gdzie w profilach brak jest formacji ścinawskiej, wyróżniono jedynie 2 formacje, tj. koźmińską i poznańską. Otwór Koźmin 72,50/15/75 reprezentuje obszar statotypowy formacji koźmińskiej, w tym przypadku kilkumetrowej tylko miąższości. Natomiast największe zróżnicowanie miąższościowo-litologiczne wykazuje neogen na obszarze struktury solnej Kłodawy. Przykładowo, formacja koźmińska w otworze Kłodawa 11 osiąga największą stwierdzoną miąższość, wynoszącą 259,0 m, a w otworze Kłodawa 59, oddalonym o około 3 km, już tylko 14,6 m. W przypadku struktur solnych taka sytuacja nie może jednak dziwić. Najczęściej duże deniwelacje stropu i spągu, skokowe zmiany litologii oraz kompletność poszczególnych wydziałów litostratygraficznych łączy się z procesami subrozji (por.: Głazek, Zapaśnik 1980; Głazek 1989). Szczególnie dobrze jest to widoczne w obu porównywanych otworach, gdzie np. deniwelacje spągu formacji koźmińskiej przekraczają 300 m. Natomiast ogniwo środkowopolskie w otworze Kłodawa 11 cechuje się niespotykaną gdzie indziej miąższością i dominacją frakcji ilastej. W otworze Kłodawa 59 zaś ogniwo wielkopolskie jest zbudowane przede wszystkim z osadów gruboziarnistych, w odniesieniu do pozostałych porównywanych profili (ryc. 44).

3. PROPONOWANY SCHEMAT LITOSTRATYGRAFICZNY KENOZOIKU PODPLEJSTOCENSKIEGO WIELKOPOLSKI

Dotychczas wykorzystane w pracy schematy litostratygraficzne paleogenu (ryc. 8) i neogenu (ryc. 25) centralnej części Niżu Polskiego przedstawiały nazewnictwo i warstwowy układ kolejnych jednostek według Ciuka (1965, 1967, 1970, 1974). Schematy te zawierają uzupełnienia i korekty dotyczące



Ryc. 45. Korelacja między schematami litostratygraficznymi, dotychczasowym i przedstawionym w tej pracy, kenozoiku podplejstocenijskiego dla obszaru Wielkopolski

Chronostratygrafia według: Steininger, Rögl 1983, Daniels i in. 1985, Steininger i in. 1987; wiek według Gradsteina i in. 2004; dotychczasowa litostratygrafia według: Ciuka 1965, 1967, 1970, 1974, Piwockiego, Ziemińskiej-Tworzydło 1995, 1997, Piwockiego i in. 1996a, 1996b, 2004, Piwockiego 2001, 2004a; proponowana litostratygrafia według: Widery 2002b, 2004, Widery i in. 2004, Widery, Kity 2007; 1 - kenozoik podplejstocenijski; 2 - luka stratygraficzna; 3 - lateralne zazębianie się osadów; 4 - niezgodności; r.L. - rów Lubstów; pozostałe objaśnienia w tekście

Fig. 45. Correlation between the lithostratigraphic schemes, former and presented in this paper, of the sub-Pleistocene Cenozoic of the Wielkopolska area

Chronostratigraphy according to: Steininger, Rögl 1983, Daniels et al. 1985, Steininger et al. 1987; Age according to Gradstein et al. 2004; Former lithostratigraphy according to: Ciuk 1965, 1967, 1970, 1974, Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997, Piwocki et al. 1996a, 1996b, 2004, Piwocki 2001, 2004a; Proposed lithostratigraphy according to: Widera 2002b, 2004, Widera et al. 2004, Widera, Kita 2007; 1 - sub-Pleistocene Cenozoic; 2 - stratigraphic hiatus; 3 - lateral interfingering of deposits; 4 - unconformities; r.L. - Lubstów Graben; For further explanations, see in text

głównie pozycji chronostratygraficznej poszczególnych wydzielen, zgodnie z poglądami Piwockiego i osób z nim współpracujących (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Piwocki i in. 1996a, b, 2004; Piwocki 2001, 2004a). Uważam jednak, że dotychczasowe schematy nie są przydatne dla całego obszaru Wielkopolski. Dlatego zaproponowano nowy schemat litostratygraficzny dla kenozoiku podplejstocenijskiego W i E części Wielkopolski (ryc. 45).

W stosunku do starszych schematów wprowadzono nieznaczne zmiany nomenklaturowe. Przede wszystkim zrezygnowano z wydzielenia formacji „adamowskiej” w celu uniknięcia nieporozumień. Dlatego w W części Wielkopolski dla osadów formacji „adamowskiej” zaproponowano nową jednostkę, tj. formację naramowicką. Jej pozycja stratygraficzna jest taka sama, jak formacji „adamowskiej”. Dla osadów formacji „adamowskiej” we E części Wielkopolski, w tym w odkrywkach KWB Adamów, uważanych przez Ciuka (1967, 1970) jako obszar typowy, zaproponowano nową nazwę, tj. formację koźmińską (Widera 2001a, 2002b). Jej zasięg czasowy jest znacznie większy niż formacji naramowickiej, dawniej „adamowskiej”. Formacja koźmińska zazębia się lateralnie ze wszystkimi wydzieleniami od formacji rawickiej po ogniwo środkowopolskie włącznie (ryc. 45).

W rowie Lubstowa osady dwu jednostek litostratygraficznych – formacji pawłowickiej i naramowickiej – połączono. Podobnie na znacznym obszarze rowu Lubstowa często nie można rozdzielić osadów paleogeńskich. Wspomniana trudność zachodzi zwłaszcza wtedy, gdy podobnie wykształcone litofacjalnie morskie osady formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej nie są przedzielone lądowymi osadami formacji czempieńskiej. Również w innych rowach E Wielkopolski zdarza się taka sytuacja, co skutkuje łącznym wydzieleniem wspomnianych osadów jako paleogen (ryc. 45).

Oprócz dwóch nowych neogeńskich jednostek litostratygraficznych, czyli formacji naramowickiej i koźmińskiej, zaproponowano jeszcze jedną jednostkę dla osadów paleogeńskich, odsłaniających się w okolicy Konina. Jest to jednostka piasków kaolinitowych (ryc. 45). Wcześniej jednostka ta wydzielenia była jako formacja piasków kaolinitowych z Konina-Przydziałek (Widera 2002b). Osady te mają duże znaczenie dla rekonstrukcji paleogeografii i rozwoju paleotektonicznego E części Wielkopolski w paleogenie. Są to osady typowo litoralne, różniące się od osadów basenowych formacji mosińskiej dolnej i górnej.

Odrębność w wykształceniu i kompletności stratygraficznej osadów kenozoiku podplejstocenijskiego między W i E częścią Wielkopolski jest łatwo zauważalna. Tę umowną granicę między obydwoma fragmentami Wielkopolski wyznacza zasięg II łuzycznego pokładu węglowego (ryc. 41, 44). Wspomniana odrębność przejawia się głównie w zmniejszaniu się miąższości osadów oraz występowaniu liczniejszych i dłuższych luk stratygraficznych.

nych w kierunku E. Dlatego dotychczasowe schematy są w dużym stopniu aktualne tylko dla najbardziej SW części Wielkopolski, gdzie występuje największa kompletność stratygraficzna. Przemieszczając się od okolic Rawicza i Leszna w kierunku N, a zwłaszcza w kierunku E, ich przydatność jest coraz mniejsza. Dlatego proponuję nowe jednostki litostratygraficzne: jednostkę piasków kaolinitowych, formację koźmińską i formację naramowicką (ryc. 45).

Uważam, że zaproponowany w tej pracy schemat litostratygraficzny jest bliższy rzeczywistości geologicznej niż schematy Ciuka (1970, 1974). Przede wszystkim zaniechano warstwowego układu kolejnych wydziałów litostratygraficznych, których rozprzestrzenienie w starszych schematach obejmowało cały Niż Polski. W proponowanym schemacie część jednostek przechodzi fałdalnie w inne, a więc lateralnie się zazębiają. Skutkuje to tym, że nie wszystkie jednostki litostratygraficzne są wyróżniane na całym obszarze badań (ryc. 45). Ponadto, proponowane zmiany w schemacie litostratygraficznym umożliwią sporządzenie przekrojów geologicznych przez Wielkopolskę zgodnie z fundamentalnymi zasadami kartografii. Również w praktyce geologicznej łatwiejsza będzie korelacja osadów między sąsiadującymi otworami wiertniczymi, złożami oraz bardziej odległymi obszarami Wielkopolski.

V

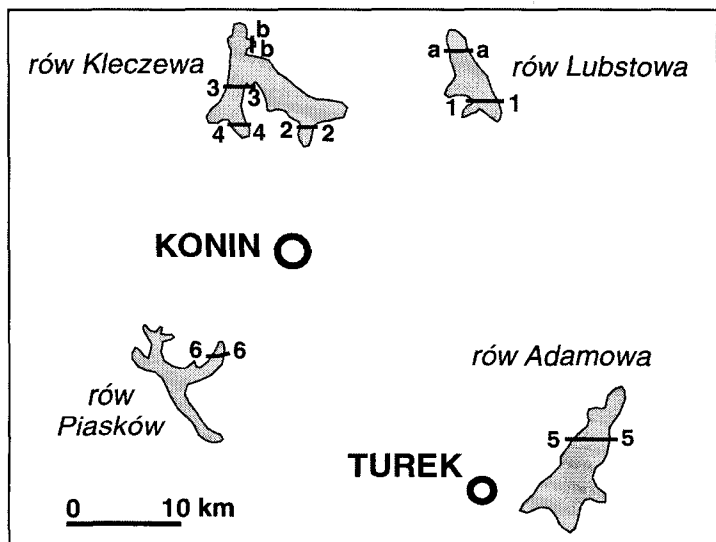
PALEOTEKTONIKA KENOZOIKU (bez plejstocenu i holocenu)

1. SUBSYDENCJA TEKTONICZNA A WSPÓŁCZYNNIKI KONSOLIDACJI I AGRADACJI

Subsydencja tektoniczna. Wielu badaczy, w tym m.in. Michon i in. (2003 i literatura tam cytowana), rozróżnia subsydencję całkowitą (*total subsidence*) i subsydencję tektoniczną (*tectonic subsidence*). Subsydencja tektoniczna obejmuje subsydencję izo- i eustatyczną oraz subsydencję tektoniczną rowów. To właśnie subsydencja głównych rowów tektonicznych Wielkopolski będzie przedmiotem badań dalszej części tej pracy. Wzorując się na podziale Michona i in. (2003), można wyróżnić subsydencję całkowitą rowów, która obejmuje subsydencję tektoniczną rowów oraz subsydencję wywołaną kompaktacją i/lub konsolidacją (Widera 2004; Widera i in. 2004). We wcześniejszych opracowaniach poświęconych analizie paleotektonicznej wielkopolskich rowów tektonicznych pojawiły się różne terminy w znaczeniu synonimicznym. Przykładowo, ruchy izo- i eustatyczne Kasiński (1984) nazywał ruchami epejrogenicznymi, a Widera (1998, 2000b) określał je mianem tektoniki regionalnej. Z kolei subsydencja tektoniczna rowów utożsamiana była przez Kasińskiego (1984) z ruchami diastroficznymi, a przez Widerę (1998, 2000b) z tektoniką lokalną.

Współczynnik konsolidacji (*consolidation coefficient*). Przyjmuje się, że współczynnik kompaktacji dla osadów mineralnych i konsolidacji dla osadów organicznych wzrasta od piasków, poprzez mułki i ły, do węgla brunatnych. Teoretycznie największy współczynnik kompaktacji dla piasków może sięgać 128% (Wiłun 1987). Jednak dla osadów kenozoicznych w rzeczywistości wynosi od 101% według Hagera i in. (1981) do 118% według Staszkievicza (1960). Często przyjmuje się uśrednioną wartość współczynnika kompaktacji, wynoszącą 110% (Nadon 1998). Jednak, przeglądowe prace Sclatera i Christiego (1980) oraz Baldwina i Butlera (1985), a także wyniki

badania laboratoryjnych przedstawionych w tej pracy dowodzą, że również wartość 110% jest znacznie zawyżona i w rzeczywistości współczynnik ten nie przekracza 105%. Ze względu na małe wartości współczynnika kompaktacji piasków oraz ich względnie małe i wyrównane grubości wewnątrz i na zewnątrz rowów można uznać, że kompaktacja piasków nie wpłynęła znacząco na zróżnicowanie subsypdencji. Również kompaktacja mułków i ilów, z powodu ich podrzędnej zawartości w większości formacji i ogniwi, nie przyczyniła się wyraźnie do przyrostu przestrzeni akomodacyjnej w rowach tektonicznych. W przeciwieństwie do osadów mineralnych, konsolidacja torfów, a następnie węgla brunatnych miała bardzo duży wpływ na zróżnicowanie subsypdencji powierzchni depozycyjnej, powodującej generowanie zdecydowanie większej przestrzeni akomodacyjnej w rowach niż w ich otoczeniu. Dlatego dla rozróżnienia efektów subsypdencji tektonicznej rowów od subsypdencji wywołanej kompaktacją i/lub konsolidacją podstawowe znaczenie ma wyznaczenie współczynnika konsolidacji torfów dla pokładów węgla brunatnych.



Ryc. 46. Lokalizacja przekrojów geologicznych przez niektóre rowy tektoniczne okolic Konina i Turku, gdzie współczynnik konsolidacji dla pokładów węglowych został wyznaczony (patrz ryc. 47 i tab. 7)

a-a - b-b - obliczenia i wyniki archiwalne (Widera 2002a); 1-1 - 6-6 - obliczenia i wyniki przedstawione w tej pracy

Fig. 46. Location map of cross-sections through some tectonic grabens in vicinity of Konin and Turek, where the consolidation coefficient for lignite seams was determined (see Fig. 47 and Tab. 7)

a-a - b-b - archival calculations and results (Widera 2002a); 1-1 - 6-6 - calculations and results presented in this paper

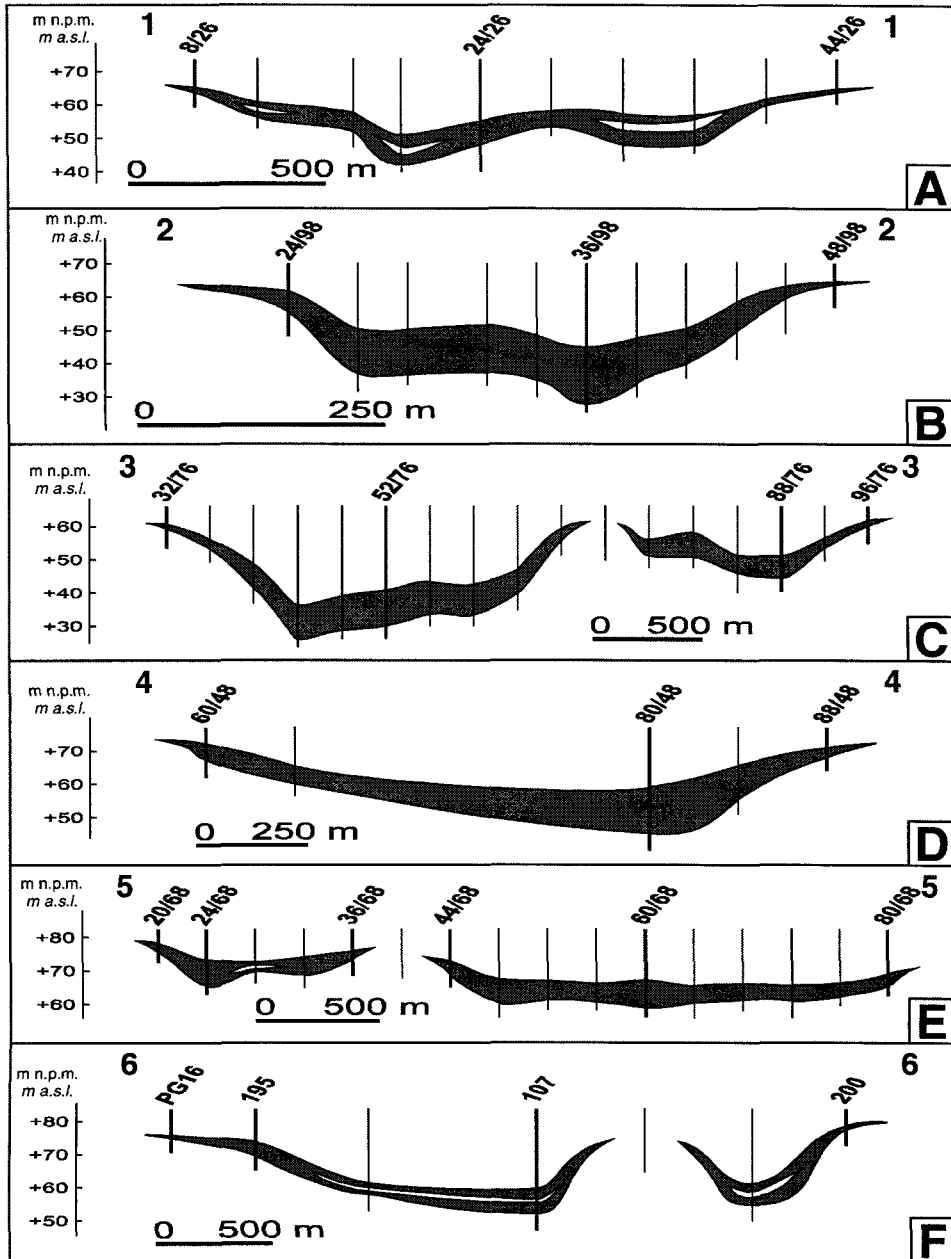
Tabela 7. Parametry pokładów węglowych w otworach wiertniczych i wyniki obliczeń współczynnika konsolidacji

Table 7. Parameters of the lignite seams in boreholes and results of the consolidation-coefficient calculations

Pokład węglowy <i>Lignite seam</i>	Linia przekrojowa <i>Cross-section line</i> (ryc. 46; Fig. 46)	Złoże węgla <i>Lignite deposit</i>	Nr otworu <i>Borehole no.</i> St ₁ - Sp ₁ [m n.p.m.; <i>m a.s.l.</i>]	Nr otworu <i>Borehole no.</i> St ₂ - Sp ₂ [m n.p.m.; <i>m a.s.l.</i>]	Nr otworu <i>Borehole no.</i> St ₃ - Sp ₃ [m n.p.m.; <i>m a.s.l.</i>]	W _k [%]
2 łuzycycki <i>2nd Lusatian</i>	a-a	Lubstów	144/102 55,4-51,8	156/102 47,0/37,6	8/102 58,7/56,5	234
	1-1	Lubstów	8/26 65,6-64,3	24/26 55,1/47,9	44/26 64,4/63,8	256
1 środkowopolski <i>1st Middle-Polish</i>	b-b	Pątnów IV	120/56 55,9-53,8	120/64 48,9/38,5	120/72 58,3/56,6	196
	2-2	Pątnów I	24/98 62,3-55,9	36/98 45,7/26,7	46/98 65,8/65,4	214
	3-3	Pątnów III	32/76 60,6-59,2	52/76 41,2-29,9	96/76 61,4-60,4	292?
			32/76 60,6-59,4	88/76 51,1-44,1	96/76 61,4-60,4	263?
	4-4	Pątnów III	60/48 71,6-67,6	80/48 59,6-45,4	88/48 70,8-68,0	208
	5-5	Adamów	20/68 78,2-76,0	24/68 73,0-66,0	36/68 76,4-74,2	180
			44/68 72,5-67,9	60/68 66,6/59,6	80/68 69,0-65,4	194
	6-6	Piaski	PG16 75,7-75,2	107 59,3-51,8	200 78,4-78,0	351?
			PG16 75,7-75,2	195 72,5-69,6	PG16 75,7-75,2	246?

Objaśnienia w tekście; lokalizacja linii przekrojowych na ryc. 46, lokalizacja otworów wiertniczych na ryc. 47
For explanations see the text; For locations of the cross-sections see Fig. 46 and for location of the boreholes see Fig. 47

Opis metody oraz przykłady obliczeń współczynnika konsolidacji zostały przedstawione już wcześniej przez autora niniejszej pracy (Widera 2002a). W zarysie założenia metody, obliczenia i uzyskane wyniki zawarto również w tej pracy (rozdz. II.2.2). W ostatnim czasie poszerzono jednak zakres badań, m.in. poprzez objęcie obliczeniami większej liczby złóż węgla brunatnego (tab. 7). Dla II łuzycyckiego pokładu węglowego z rowu Lubstowa wartość współczynnika konsolidacji wynosi od 234% do 256%, a średnio 245%. W tym przypadku obliczenia wykonano wzdłuż dwóch linii prze-



Ryc. 47. Architektura pokładów węglowych wzdłuż wybranych linii przekrojowych z pozycją otworów wiertniczych użytych do obliczeń współczynnika konsolidacji (patrz ryc. 46 i tab. 7)

Fig. 47. Lignite-seam architecture along selected cross-sections with positions of the boreholes used for the calculations of the consolidation coefficient (see Fig. 46 and tab. 7)

krojowych (ryc. 46, 47A–47B). Natomiast dla młodszego, I środkowopolskiego pokładu uzyskane wyniki obejmują znacznie szerszy przedział (tab. 7). Pokład ten powszechnie występuje we wschodniowielkopolskich złożach i dlatego obliczenia wykonano wzdłuż sześciu linii przekrojowych (ryc. 46, 47C–47H). Za wiarygodne można uznać wartości współczynnika konsolidacji mieszczące się w przedziale od 180 do 214%, a przeciętnie około 200% (tab. 7). Otrzymane większe wyniki dla I środkowopolskiego niż dla II łuzycznego pokładu węglowego można tłumaczyć tektoniką postsedymentacyjną, glacitektoniką lub heterogenicznością samego pokładu węglowego. W dwóch pierwszych przypadkach architektura pokładu torfu lub węgla została zmieniona po zakończeniu sedymentacji fitogenicznej poprzez zwiększenie lub zmniejszenie jego pierwotnej miąższości. W konsekwencji wartości współczynnika konsolidacji dla I środkowopolskiego pokładu są bardzo zawyżone. Natomiast w ostatnim przypadku trzeba mieć na uwadze niejednorodność samego torfu/węgla, wyrażającą się np. skokowymi zmianami zawartości części mineralnych. Dlatego mogą zdarzyć się sytuacje, że do obliczeń wykorzystano dane z otworów, w których węgle cechują się bardzo niską popielnością. Wówczas, pomimo braku stwierdzonych postsedymentacyjnych deformacji tektonicznych i glacitektonicznych, uzyskane wartości współczynnika konsolidacji muszą być wyższe (tab. 7).

Współczynnik agradacji (*aggradation coefficient*). Współczynnik agradacji jest miarą względnej subsydencji pomiędzy obszarem badanego rowu tektonicznego a jego otoczeniem. Najczęściej wyznacza się go w sytuacji, kiedy analizie paleotektonicznej poddawane są wydzielenia litostratigraficzne (Kwolek 2000; Widera 2004; Widera i in. 2004). W analizie paleotektonicznej współczynnik agradacji służy do określania etapów szybszego pograżania tektonicznego jednych obszarów względem drugich. Dotychczas, na podstawie obliczeń współczynnika agradacji, na obszarze badań wyznaczono zarówno mezozoiczne fazy tektoniczne w strefie dyslokacyjnej Poznań-Kalisz (Kwolek 2000), jak i kenozoiczne fazy tektoniczne w wybranych fragmentach strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica (Widera i in. 2004) oraz w pojedynczych rowach E Wielkopolski (Widera 2004). W tej pracy współczynnik agradacji był pomocny przy wyznaczaniu kenozoicznych faz rozwoju tektonicznego głównych wielkopolskich rowów.

Wartości współczynnika agradacji oddają jedynie względność ruchu, a nie jego prędkość. Takie podejście badawcze zawiera elementy tzw. jednowymiarowej analizy subsydencji tektonicznej (*backstripping method*) (Van Hinte 1978; ten Veen, Kleinspehn 2000; Michon i in. 2003). Metoda ta oparta jest na dobrej bio- i chronostratygrafii, zapewniającej porównanie osadów izochronicznych. Dlatego stosując metodę *backstrippingu*, najczęściej wyznacza się tempo subsydencji (*tectonic subsidence rate*), które wyraża się

na przykład w m/mln lat (Ziegler 1992; Michon i in. 2003). Należy wspomnieć, że dla osadów kenozoicznych Karpat i zapadliska przedkarpackiego metodę tę z powodzeniem zastosowali m.in. Oszczypko (1996, 1999, 2001) oraz Poprawa i in. (2001).

Jednowymiarowej analizie subsydencji tektonicznej - metody backstrippingu nie można, z dwóch głównych powodów, zastosować wprost dla osadów kenozoicznych na Niżu Polskim, w tym na obszarze Wielkopolski. Po pierwsze, w stratygrafii badanych osadów dominuje litostratygrafia, a granice jednostek litostratygraficznych są najczęściej diachroniczne. Po drugie, łączna miąższość podplejstoczeńskich osadów kenozoicznych na obszarze badań jest co najmniej o rząd wielkości mniejsza niż w przypadku innych basenów sedymentacyjnych, dla których stosuje się metodę backstrippingu (Van Hinte 1978; ten Veen, Kleinspehn 2000). Dlatego bardzo trudno jest wyznaczyć bezwzględną wartość tempa subsydencji tektonicznej, gdyż nie jest znany dokładnie przedział czasu, w którym zachodziła sedymentacja określonej jednostki litostratygraficznej. Z drugiej strony, można dość łatwo, poprzez wyznaczenie wartości współczynnika agradacji, określić względne rozmiary subsydencji - w tym przypadku subsydencji całkowitej. Stąd współczynnik agradacji odgrywa ważną rolę w analizie paleotektonicznej m.in. osadów kenozoicznych na Niżu Polskim.

Przy wyznaczaniu faz tektonicznych północnych fragmentów strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica (rowów Naramowic i Mosiny) przyjęto, że przy wartościach współczynnika agradacji od 100% do 150% wpływ na subsydencję całkowitą rowów miały konsolidacja i niewielka subsydencja tektoniczna bądź wyłącznie subsydencja wywołana konsolidacją. Natomiast w przypadku wartości współczynnika agradacji większego od 150% często kilka lub kilkanaście razy z pewnością można mówić o subsydencji tektonicznej rowu, wyznaczającej pewną fazę jego tektonicznego rozwoju. Wspomnianą graniczną wartość 150% wyznaczono, uwzględniając skład litofacjalny poszczególnych jednostek litostratygraficznych oraz wyliczone wartości współczynnika konsolidacji. Wiadomo, że w składzie litofacjalnym osadów wypełniających rowy Mosiny i Naramowic węgiel brunatny nie przekracza 60% miąższości (Widera, Capińska 2003; Widera i in. 2004). Średnia wartość współczynnika konsolidacji dla II łuzycyjskiego pokładu węgla brunatnego, dominującego na omawianym obszarze, wynosi 245% (Widera 2002a; Widera i in. 2007). Dla uproszczenia obliczeń wolno przyjąć 2,5-krotną konsolidację węgla przy ich 60% zawartości w obrębie najbardziej węglonośnej formacji lub ogniwa. Stąd wyliczona wartość graniczna wynosi: $2,5 \times 60\% = 150\%$.

Przedstawiona wartość graniczna współczynnika agradacji musi być traktowana z dużą ostrożnością, bowiem dla każdego złoża, a nawet pokła-

du węglowego powinna być wyznaczana indywidualnie. Przykładowo, dla pewnych fragmentów rowu Lubstowa, gdzie węgle II łuzycyckiego pokładu stanowią nawet 100% grubości określonej formacji, dopiero przy wartościach współczynnika agradacji powyżej 250% można mówić o subsydencji tektonicznej. Nie wolno również zapominać o występujących w obrębie pokładów węglowych przerostach mineralnych, które mogą znacząco obniżyć wartości współczynnika konsolidacji.

Poniżej przedstawiono próbę wyróżnienia etapów rozwoju głównych rowów tektonicznych w Wielkopolsce. Tam, gdzie to było możliwe, obliczenia współczynnika agradacji zostały wykonane wzdłuż linii przekrojowej, która przebiega w przybliżeniu przez środek i prostopadle do rozciągłości struktury. Obliczenia polegały na podzieleniu średniej arytmetycznej miąższości osadów każdej formacji wewnątrz rowu przez średnią arytmetyczną ich miąższości na zewnątrz rowu. W rezultacie uzyskano wartości współczynnika agradacji, które przy uwzględnieniu składu litofacjalnego i współczynnika konsolidacji pozwoliły wskazać fazy tektonicznego rozwoju wielkopolskich rowów w kenozoiku przedplejstoceniowym. Otrzymane wyniki posłużyły do wykazania podobieństw i różnic w rozwoju tektonicznym poszczególnych rowów. Podjęto także próbę korelacji stwierdzonych etapów ewolucji tektonicznej rowów w Wielkopolsce z fazami tektonicznymi wyróżnionymi w innych częściach Polski i Europy.

2. KENOZOICZNE STRUKTURY TEKTONICZNE ZACHODNIEJ WIELKOPOLSKI

2.1. Strefa dyslokacyjna Poznań-Szamotuły (SDP-Sz)

Kenozoiczna aktywność SDP-Sz, mająca przedpermskie założenia, najwyraźniej zaznaczyła się i została najlepiej rozpoznana w jej najbardziej S części, sąsiadującej od N z Poznaniem (ryc. 7). Po okresie laramijskiego wyniesienia elewacji obornickiej, tj. struktur Szamotuł i Obornik, ruchy dysjunktywne, zapoczątkowane na przełomie eocenu i oligocenu, zapisały się powstaniem rowu tektonicznego wyłącznie w osi struktury Szamotuł, rozciągającej się między Szamotułami a Poznaniem. Stąd też wspomnianą negatywną strukturę tektoniczną nazwa się rowem Szamotuł. W rowie tym, na środkowym bloku struktury Szamotuł w rozumieniu Stemulaka (1959), udokumentowano złożę węgla brunatnego o tej samej nazwie (Marzec 1964; Ciuk 1978; Piwocki 1991).

2.1.1. Rów Szamotuł

Rów Szamotuł ma długość około 12 km, a jego szerokość waha się w przedziale od 3,5 do 5,5 km (ryc. 48). Przebieg tej struktury jest zgodny z orientacją SDP-Sz, czyli NW–SE. Dno rowu, wyznaczone przez strop mezozoiku, generalnie zapada w kierunku NW, od 210 m p.p.m. w części SE do poniżej 270 m p.p.m. w części NE. Natomiast maksymalna głębokość rowu Szamotuł sięga 150–160 m. Profile 10 otworów posłużyły do skonstruowania przekroju geologicznego Sz-Sz' i dokonania analizy paleotektonicznej (ryc. 48, tab. 8).

Tabela 8. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej Sz-Sz' (ryc. 48)

Table 8. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section Sz-Sz' (Fig. 48)

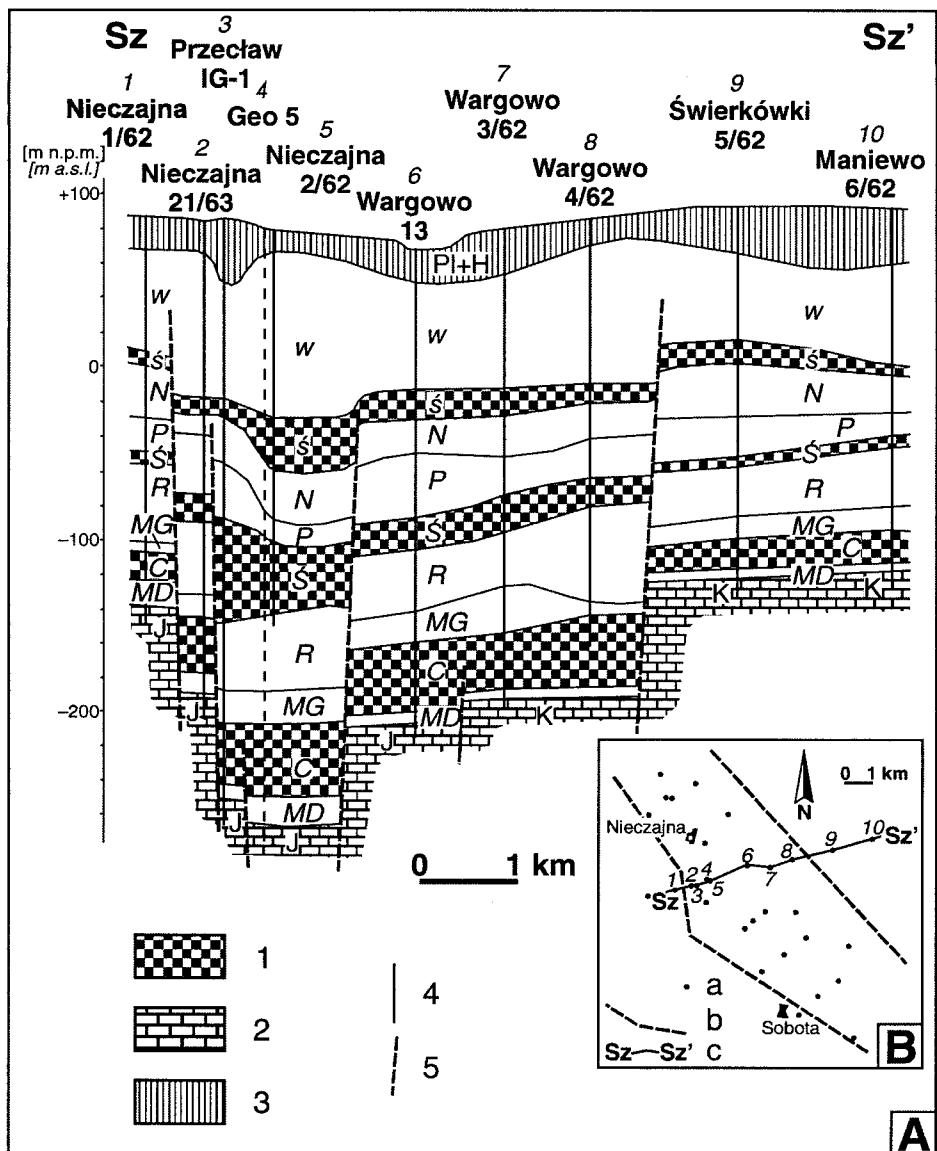
Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>									Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	5	6	7	8	9	10	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	47,0	77,5	69,6	95,9	61,9	60,5	78,8	48,7	61,0	142?
	og. środkowopolskie	8,5	10,7	~2,0	~27,0	16,6	19,5	13,6	15,3	4,0	161
fm. naramowicka		~ 31,0	13,7	~14,0	~30,0	18,5	25,5	19,6	~ 32,7	~ 20,5	72
fm. pawłowska		~ 20,0	33,8	~50,0	~13,0	32,5	22,2	24,9	~ 21,8	~ 13,7	159
fm. ścinawska		~ 3,0	16,2	~62,0	37,9	25,4	22,8	15,5	1,5	6,8	789
fm. rawicka		~ 50,0	46,0	~29,0	?	36,8	29,0	56,9	31,5	32,4	103
fm. mosińska górna		~ 2,0	12,3	~22,0	?	15,3	28,1	5,5	12,5	16,6	160
fm. czempińska		~ 24,0	30,7	~32,0	?	43,2	33,6	>15,2	18,6	19,7	168
fm. mosińska dolna		~ 8,5	13,0	~8,0	?	1,8	3,3	?	2,4	2,3	148

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Szamotuł są zaznaczone pismem półgrubym (ryc. 48B)

Data derived from boreholes located outside the Szamotuły Graben are typed in bold (Fig. 48B)

Uskoki główne, ramowe wyznaczono na podstawie kryterium czasu ich aktywności, a nie wielkości ich zrzutu (Kasiński 1984; Widera 2004). Zatem, są to takie nieciągłości, które były aktywne tektonicznie najdłużej. Na linii przekrojowej Sz-S' wzdłuż uskoku ramowego rowu Szamotuł przede wszystkim zrzucone są o kilkadziesiąt metrów osady ogniwa środkowopolskiego. Natomiast uskoki drugorzędne były aktywne krócej niż uskoki główne. Część z nich była mobilna wyłącznie w paleogenie, a inne dyslokacje były aktywne zarówno w paleogenie, jak i neogenie (ryc. 48A). Jednak swoją aktywność zakończyły wcześniej niż uskoki główne.

Deniwelacje powierzchni stropowych i spągowych kolejnych jednostek litostratygraficznych maleją od stropu mezozoiku w kierunku stropu ogni-



Ryc. 48. Rów Szamotuł: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii Sz-Sz'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej Sz-Sz'

Formacje: MD - mosińska dolna, C - czempińska, MG - mosińska górna, R - rawicka, Ś - ścinawska, P - pawłowska, N - naramowicka; ogniwa: ś - środkowopolskie, w - wielkopolskie; jednostki chronostratygraficzne: J - jura, K - kreda, Pl - plejstocen, H - holocen; 1 - węglonośne jednostki litostratygraficzne; 2 - podłoże mezozoiczne; 3 - nadkład plejstoceni i holoceni; 4 - otwory wiertnicze; 5 - uskoki; a - otwór wiertniczy; b - zarys rowu; c - linia przekroju

Fig. 48. Szamotuły Graben: A. Simplified geological cross-section along the line Sz-Sz'; B. Outline of the graben with location of the cross-section Sz-Sz'

Formations: MD - Lower Mosina, C - Czempień, MG - Upper Mosina, R - Rawicz, Ś - Ścinawa, P - Pawłowice, N - Naramowice; Members: ś - Middle-Polish, w - Wielkopolska; Chronostratigraphic units: J - Jurassic, K - Cretaceous, Pl - Pleistocene, H - Holocene; 1 - lignite-bearing lithostratigraphic units; 2 - Mesozoic substratum; 3 - Pleistocene and Holocene overburden; 4 - boreholes; 5 - faults; a - borehole; b - graben outline; c - cross-section

wa środkowopolskiego. Zrzuty powierzchni mezozoicznej wynoszą od około 20 m do ponad 80 m. Natomiast strop ogniwa środkowopolskiego jest zdyslokowany maksymalnie o 25–30 m. W tym przypadku ciągłość powierzchni stropowej ogniwa środkowopolskiego jest przerwana jedynie przez uskoki ramowe (ryc. 48A).

Na podstawie przekroju geologicznego Sz-Sz' można określić, że pierwsze obniżające w rowie Szamotoł miały miejsce podczas sedymentacji formacji mosińskiej dolnej, a ostatnie zachodziły jeszcze po osadzeniu się ogniwa środkowopolskiego. Pierwszy etap rozwoju rowu Szamotoł, rozpoczęty w czasie sedymentacji formacji mosińskiej dolnej, był kontynuowany podczas depozycji formacji czempińskiej i formacji mosińskiej górnej. Przejawia się to w wartościach współczynnika agradacji AC bliskich i powyżej 150%, czyli odpowiednio dla wymienionych formacji: 148%, 168% i 160% (tab. 8). Drugi etap obejmuje sedymentację formacji ścinawskiej z II łużycką grupą pokładów węgla brunatnego, gdzie AC wynosi 789%. Jest to okres największej subsydencji rowu Szamotoł w kenozoiku. Kolejny etap subsydencji (AC - 161%) odpowiada sedymentacji ogniwa środkowopolskiego z I środkowopolską grupą pokładów węgla brunatnego. Ostatni etap zaś miał miejsce na pewno po osadzeniu się ogniwa środkowopolskiego, ale przed plejstoceniem glacialnym. Mógł więc zachodzić podczas depozycji ogniwa wielkopolskiego i/lub w preplejstocenie.

Interesującym wydaje się fakt, że najgłębsze partie rowu występują w przegubie antyklinalnej struktury Szamotoł. Wyróżnione wyżej etapy przyspieszonego rozwoju tektonicznego są przede wszystkim reprezentatywne dla środkowej części omawianej struktury. Można zatem stwierdzić, że rów Szamotoł rozwijał się diachronicznie w różnych jego częściach. Przykładowo, miąższość formacji ścinawskiej zmniejsza się od S ku N fragmentom rowu. Ponadto stosunek miąższości osadów tej formacji w rowie i jego otoczeniu maleje od około 10 : 1 w części S do około 1 : 1 w części N.

Charakterystyczną cechą otoczenia rowu Szamotoł jest wyraźne zmniejszanie się miąższości poszczególnych jednostek litostratygraficznych paleogenu i neogenu w kierunku rowu. Wy tłumaczeniem takiego rozkładu osadów może być aktywność struktury solnej w podłożu. Można przypuszczać, że skały stropu mezozoiku ulegały kopulastemu wynoszeniu, co w wyniku tensji horyzontalnej w warstwach przypowierzchniowych spowodowało powstanie rowu w strefie osiowej. Otoczenie rowu Szamotoł podlegało wielkopromiennym ruchom epejrogenicznym, na które nakładały się ruchy dysjunktywne, występujące w strefie osiowej mezozoiczno-kenozoicznego nadkładu struktury solnej. Zredukowane miąższości formacji poznańskiej lub nawet jej brak w niektórych otworach na strukturze Szamotoł także

Walkiewicz (1984) tłumaczy tektoniką solną. Podobnie szcążkowo zachowaną formację poznańską stwierdzono w nadkładzie pobliskich struktur solnych Mogilna i Wapna (Sokołowski 1966; Wilkosz 2000; Ratajczak 2000).

2.2. Strefa dyslokacyjna Poznań-Oleśnica (SDP-O)

Strefa dyslokacyjna Poznań-Oleśnica (SDP-O) należy do najlepiej poznanych w Polsce struktur tektonicznych (ryc. 7). Jednocześnie jest to jeden z najdłuższych i wąskich obszarów W Wielkopolski, gdzie najpełniej udokumentowano permsko-mezozoiczno-kenozoiczny rozwój rowów i zrębów tektonicznych (Walkiewicz 1968, 1979, 1984; Deczkowski, Gajewska 1977, 1980; Karnkowski 1979, 1980; Knieszner i in. 1983; Kasiński 1984; Grocholski 1991; Widera 2004; Widera i in. 2004). Według wymienionych badaczy permsko-mezozoiczny rozwój tektoniczny SDP-O był kontynuowany w kenozoiku.

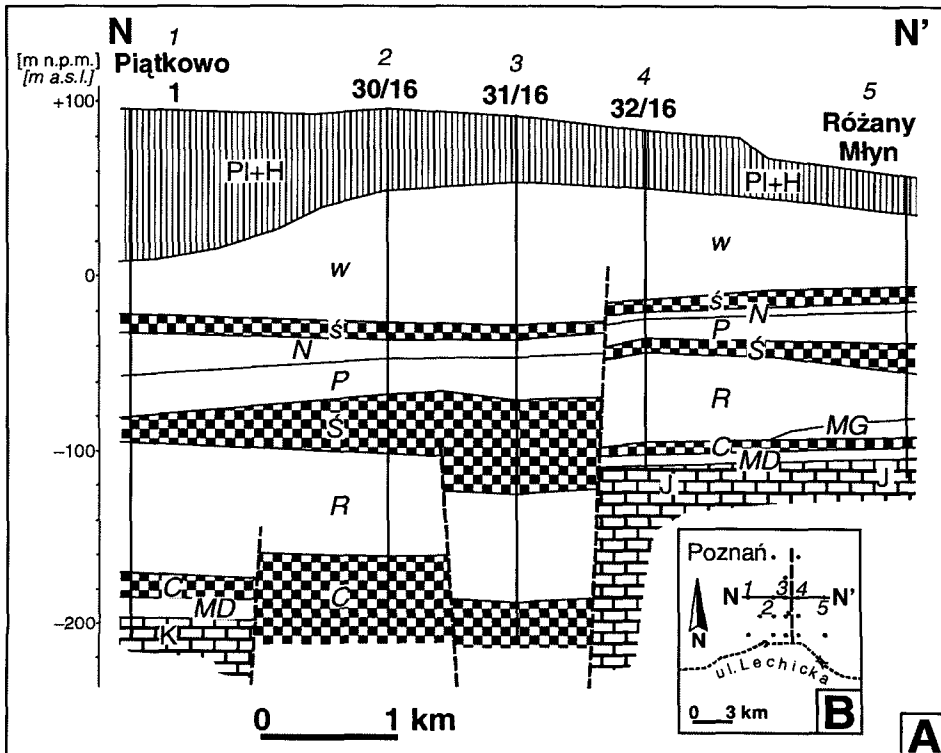
Początek rozpoznania SDP-O łączy się z pierwszymi badaniami geofizycznymi przeprowadzonymi w 1957 r. (Dąbrowski, Karaszewski 1957). Wykazano wówczas ujemną anomalię grawimetryczną w podłożu Poznania, co początkowo błędnie łączono z występowaniem w podłożu wysadu solnego. Za taką hipotezą przemawiała podwyższona mineralizacja wód w osadach mezozoicznych oraz występowanie solanek na linii Poznań-Pyzdry (Dąbrowski, Karaszewski 1957). Późniejsze, bardziej szczegółowe badania wskazały na południkową orientację osi anomalii grawimetrycznej, czyli inną od wcześniej podanej (Duda, Bochnia 1960). Jednak przyczynę wspomnianej anomalii wyjaśniły dopiero przebijające osady kenozoiczne wiercenia, które wykonano w latach 1961-1965. Stwierdzono wtedy w podłożu Poznania i na S od niego dużej miąższości osady paleogenu, a głównie neogenu z grubymi pokładami lekkich węgla brunatnych (Ciuk 1965). Kolejne badania potwierdziły istnienie w podłożu podkenozoicznym negatywnej struktury ciągnącej się od Poznania po Gostyń oraz uszczegółowiły jej przebieg (Ciuk 1978).

Na obszarze SDP-O udokumentowano kilka złóż węgla brunatnych, tj. złoża: Naramowice, Miasto Poznań, Mosina, Czempień, Krzywiń i Gostyń. Wymienione złoża zalegają w obrębie mniejszych struktur tektonicznych - rowów, które powstały w wyniku przemieszczenia względem siebie, wzdłuż uskoków poprzecznych, pewnych fragmentów SDP-O od kilkuset metrów do blisko 1,5 km. Dlatego powstałe w sposób naturalny segmenty SDP-O nazywa się konsekwentnie rowami: Naramowic, Miasta Poznania, Mosiny, Czempinia, Krzywina i Gostynia (ryc. 7).

2.2.1. Rowy Naramowic, Mosiny i Miasta Poznania

Rów Naramowic znajduje się w rejonie dzielnicy Poznania - Piątkowo (ryc. 49B). Są to tereny byłych podpoznańskich wsi: Naramowice, Podolany, Piątkowo, Różany Młyn, Umultowo i Morasko. Z obszaru rowu Naramowic przeanalizowano 18 otworów wiertniczych. Część z nich wykorzystano do konstrukcji przekroju geologicznego N-N' (ryc. 49). Natomiast dane miąższościowe posłużyły do obliczeń współczynnika agradacji, których wyniki zestawiono w postaci tabelarycznej (tab. 9).

Przekrój N-N' obejmuje środkowy segment rowu Naramowic. Najbardziej charakterystyczna jest wysoka pozycja mezozoicznego podłoża w otwo-



Ryc. 49. Rów Naramowic: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii N-N'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej N-N';

Objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 49. Naramowice Graben: A. Simplified geological cross-section along the line N-N'; B. Outline the graben with location of the cross-section N-N'

Explanations in Fig. 48

Tabela 9. Wartości współczynnika aggradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej N-N' (ryc. 49)**Table 9.** Values of aggradation coefficient calculated along cross-section N-N' (Fig. 49)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>					Współczynnik aggradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	4	5	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	29,6	73,5	78,2	41,8	30,4	167?
	og. śródkowopolskie	5,4	9,4	9,6	20,7	7,9	57
fm. naramowicka		26,0	10,6	11,8	6,0	~9,1	212
fm. pawłowska		26,6	22,0	26,8	17,5	~26,6	114
fm. ścinawska		12,4	37,4	51,6	3,5	15,0	345
fm. rawicka		79,8	58,1	63,6	56,0	31,0	154
fm. mosińska górna		0,0	0,0	0,0	0,0	8,5	0
fm. czempirska		6,0	> 40,5	> 14,5	7,2	3,5	> 376
fm. mosińska dolna		12,0	?	?	1,5	8,0	?

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Naramowic są zaznaczone pismem półgrubym (ryc. 49B)

Data derived from boreholes located outside the Naramowice Graben are typed in bold (Fig. 49B)

rach 32/16 i Różany Młyn oraz silnie zredukowane w nich miąższości kolejnych jednostek litostratygraficznych. Zrzut osadów starszego kenozoiku wzdłuż głównego uskoku ramowego przekracza 100 m (ryc. 49A). Można łatwo zauważyć asymetrię rowu, przejawiającą się w zapadaniu dna rowu w kierunku E uskoku ramowego. Strop mezozoiku na skrzydle wiszącym, po E stronie uskoku ramowego, występuje na rzędnych około 100 m p.p.m. Natomiast w rowie powierzchnia mezozoiczna zalega poniżej 200 m p.p.m. (ryc. 49A). Maksymalny zrzut głównego E uskoku ramowego wyznaczono na 176,5 m.

Rozprzestrzenienie rowu Naramowic w kierunku W nie jest dokładnie znane ze względu na brak głębokich otworów wiertniczych na tym obszarze. Jednak na mapach pseudorzeźby cieniowanej wyraźnie zarysowuje się negatywna struktura o charakterze rowu tektonicznego (Wybraniec 1995, 1999). Można więc przyjąć, że szerokość rowu Naramowic odpowiada strefie anomalii grawimetrycznej, która rozszerza się od około 4 km na S do blisko 10 km na N (Duda, Bochnia 1960; Królikowski 1994). Tak duży wzrost szerokości N fragmentów rowu Naramowic należy łączyć z bliskością węzła tektonicznego. Najprawdopodobniej między Naramowicami a Radojewem zbiegają się trzy walne strefy dyslokacyjne: Poznań-Szamotuły (SDP-Sz), Poznań-Oleśnica (SDP-O) i Poznań-Kalisz (SDP-K) (ryc. 7).

Pierwsze kenozoiczne ruchy obniżające na obszarze rowu Naramowic miały zapewne miejsce w czasie sedymentacji formacji mosińskiej dolnej.

Jednak ograniczona liczba danych uniemożliwia obliczenie współczynnika agradacji (ryc. 49A, tab. 9). Ten etap subsydencji rowu był kontynuowany w czasie osadzania się formacji czempińskiej, dla której AC wynosi ponad 376%. Kolejny etap rozpoczął się podczas depozycji formacji rawickiej, ale swoje maksimum osiągnął w czasie osadzania się formacji ścinawskiej z II łużycką grupą pokładów węgla brunatnego (AC = 345%). Trzeci etap ewolucji rowu Naramowic dość nieoczekiwanie zapisał się subsydencją rowu w czasie sedymentacji formacji naramowickiej i wyniesieniem rowu względem jego skrzydeł podczas depozycji ogniwa środkowopolskiego (tab. 9). Ostatni, czwarty etap subsydencji jest trudny do precyzyjnego określenia. Jednakże, kilkunastometrowe zrzuty spągu i stropu oraz wyrównane miąższości ogniwa środkowopolskiego na skrzydłach E uskoku ramowego dowodzą, że wspomniany uskoku był aktywny jeszcze po osadzeniu się tych osadów (ryc. 49A).

Należy podkreślić, że wyliczone wartości współczynnika agradacji AC dla ogniwa wielkopolskiego są nieprzydatne w analizie paleotektonicznej. Dotyczy to nie tylko omawianego rowu Naramowic, ale również pozostałych rowów, co w tabelach zaznaczono znakiem zapytania (tab. 8-19). Przyczyny wspomnianej niedogodności należy upatrywać w plejstocenijskich procesach erozyjnych i glaciektonicznych. Zatem, powierzchnia stropowa ogniwa wielkopolskiego nie może być poddana analizie paleotektonicznej.

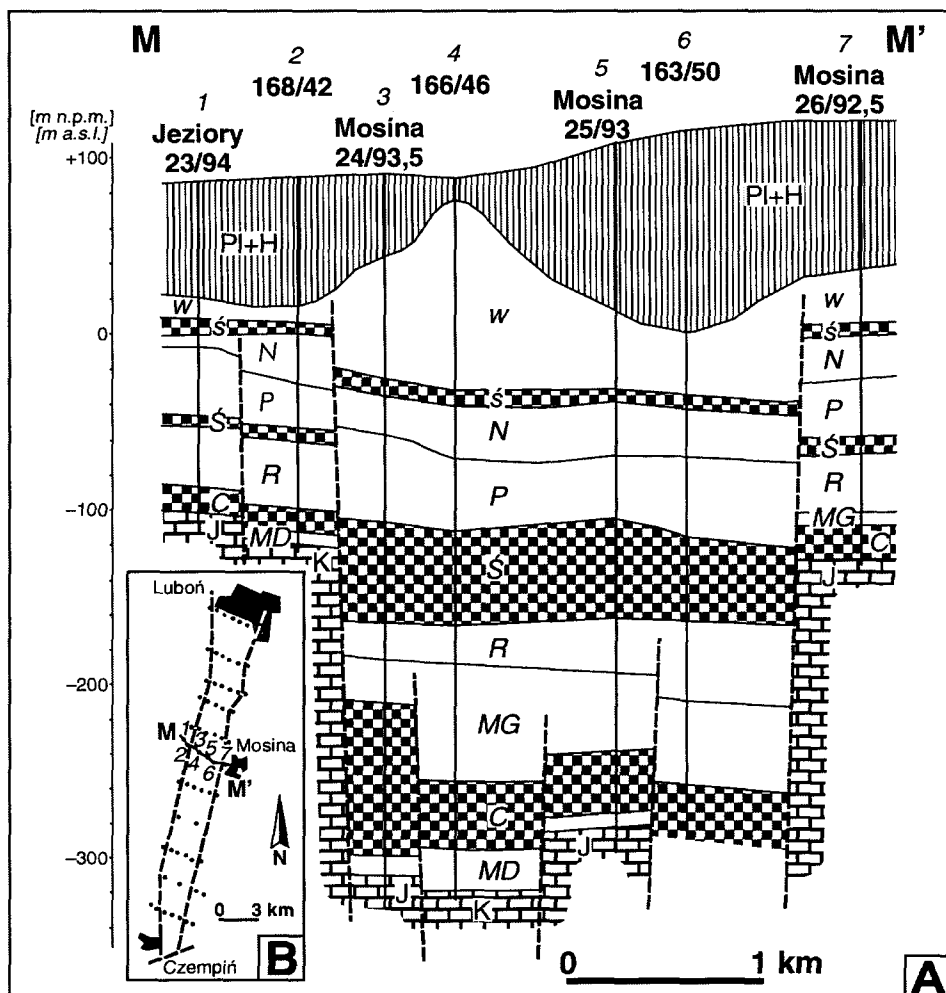
Rów Mosiny położony jest na S od Poznania, między Luboniem a Czempiniem (ryc. 7, 50). Długość rowu wynosi około 30 km, a jego szerokość wa-

Tabela 10. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej M-M' (ryc. 50)

Table 10. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section M-M' (Fig. 50)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>							Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	4	5	6	7	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	5,3	11,3	74,1	45,0	37,6	31,7	19,7	389?
	og. środkowopolskie	5,3	2,9	4,5	5,1	13,7	13,7	14,3	123
fm. naramowicka		14,7	30,4	20,9	32,1	30,6	30,9	28,7	115
fm. pawłowska		42,3	23,8	50,2	40,0	37,8	42,3	33,8	127
fm. ścinawska		3,3	7,7	58,3	51,9	53,6	44,2	8,5	800
fm. rawicka		34,4	36,0	18,2	22,0	32,6	46,9	35,5	84
fm. mosińska górna		0,0	0,0	23,5	69,6	45,3	48,4	4,0	3510
fm. czempińska		17,0	19,3	89,4	39,5	33,5	> 27,3	21,9	244
fm. mosińska dolna		0,0	3,9	11,0	21,5	9,6	?	0,0	808

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Mosiny są zaznaczone pismem półgrubym (ryc. 50B)
Data derived from boreholes located outside the Mosina Graben are typed in bold (Fig. 50B)



Ryc. 50. Rów Mosiny: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii M-M'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej M-M'

Objaśnienia jak na ryc. 48

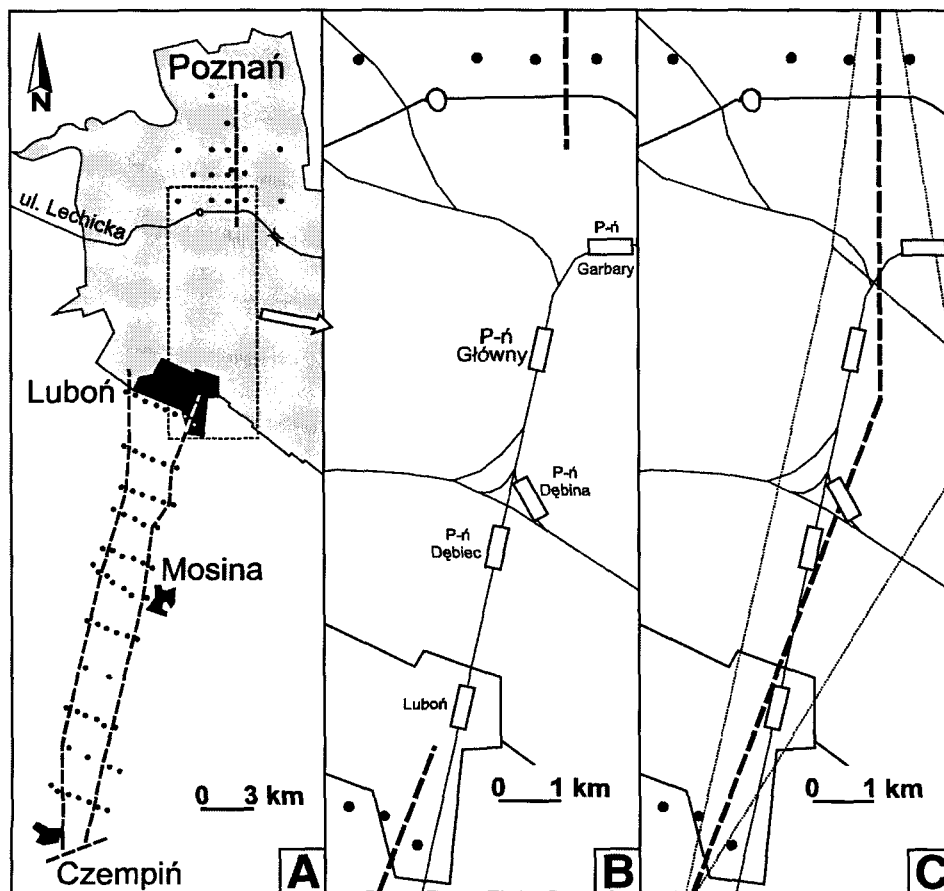
Fig. 50. Mosina Graben: A. Simplified geological cross-section along the line M-M'; B. Outline the graben with location of the cross-section M-M'

Explanations in Fig. 48

ha się w przedziale od 2 do 3 km (ryc. 50). Dzięki wypełniającym go węglom brunatnym należy on do najlepiej rozpoznanych struktur tektonicznych w Wielkopolsce (Ciuk 1965, 1978; Widera, Capińska 2003; Widera i in. 2004).

Na analizowanym przekroju geologicznym, poprowadzonym przez środkowy segment rowu Mosiny, bardzo dobrze widoczne są uskoki ramo-

we (ryc. 50A). Warto podkreślić, że na W od W uskoku ramowego występuje jeszcze jedna dyslokacja, która nie może być uznana za główny uskoku ramowy. Po prostu jej aktywność zakończyła się wcześniej, jeszcze przed sedymentacją ogniwa środkowopolskiego. Pozostałe uskoki były aktywne wyłącznie w paleogenie albo zakończyły swoją tektoniczną ewolucję we wczesnym miocenie, w czasie sedymentacji formacji rawickiej (ryc. 50A).



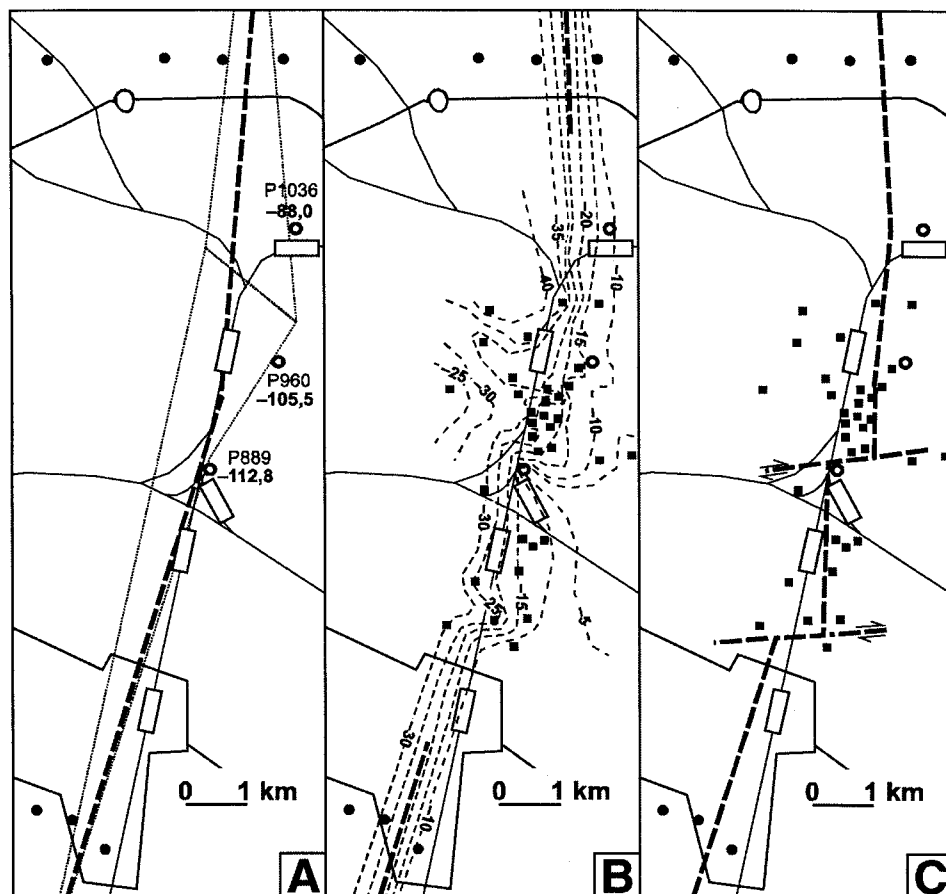
Ryc. 51. Główny wschodni uskoku rowu Miasta Poznania jako wynik interpolacji między rowami Naramowic i Mosiny: **A.** Lokalizacja głębokich otworów wiertniczych na obszarze rowów Naramowic i Mosiny; **B.** Powiększenie centralnej części Poznania z lokalizacją stacji kolejowych; **C.** Przypuszczalny przebieg głównego wschodniego uskoku rowu Miasta Poznania

Fig. 51. Eastern main dislocation of the City of Poznań Graben as a result of interpolation between the Naromowice and Mosina Grabens: **A.** Location of deep boreholes and main faults in the Naromowice and Mosina Grabens area; **B.** Enlarged view of central part of Poznań with railway stations location; **C.** Suppose continuation of the eastern main dislocation in the City of Poznań Graben

W rozwoju rowu Mosiny zaznaczają się wyraźnie tylko trzy etapy. Pierwszy etap obejmuje wszystkie paleogeńskie formacje, dla których współczynnik agradacji AC mieści się w przedziale od 244 do 3510% (tab. 10). Średnia grubość osadów formacji mosińskiej górnej w rowie jest ponad 35 razy większa niż poza rowem. Drugi etap obejmuje czas sedymentacji formacji ścinawskiej (AC = 800%). Trzeci i ostatni etap rozwoju rowu Mosiny miał miejsce w interwale czasu między zakończeniem osadzania się ogniwa środkowopolskiego a przed sedymentacją osadów glacygeniczných plejstocenu (ryc. 50A).

Rów Miasta Poznania obejmuje fragment SDP-O między rowami Naramowic i Mosiny (ryc. 7). Jest to najslabiej rozpoznana struktura tektoniczna spośród wszystkich opisanych w tej pracy. Występują tam tylko 3 otwory sięgające podłoża mezozoicznego (ryc. 51, 52). Przebieg rowu Miasta Poznania nie był dokładnie znany, a jedynie interpolowany w przybliżeniu (Walkiewicz 1968, 1984; Deczkowski, Gajewska 1980; Karnkowski 1980; Jaskowiak-Schoeneichowa 1979, 1981; Kasiński 1984; Piwocki 1991; Kwolek 2000; Widera i in. 2004). Dlatego uznano, że wyznaczenie przynajmniej E uskoku ramowego rowu Miasta Poznania jest jednym z najbardziej interesujących zadań badawczych. Względnie dokładne poznanie lokalizacji głównej dyslokacji w podłożu zurbanizowanego obszaru, z licznymi studziennymi ujęciami wody, może być użyteczne zarówno ze względów geotechnicznych, jak i hydrogeologicznych.

Do rozwiązania postawionego wyżej zadania badawczego przystąpiono dopiero po dokładnym rozpoznaniu budowy geologicznej rowów Naramowic i Mosiny (Widera, Capińska 2003; Widera i in. 2004). Uskoki ramowe rowów Naramowic i Mosiny na przekrojach geologicznych (ryc. 49A, 50A) oraz na schematycznych mapach były interpolowane równoodległościowo między otworami (ryc. 49B, 50B, 51A). Przedłużając uskoki ramowe rowu Naramowic w kierunku S, a rowu Mosiny w kierunku N, zbiegłyby się one około 1 km na SE od stacji kolejowej Poznań Główny. Uwzględniając relatywizm interpolacji równoodległościowej, strefa możliwego przebiegu poszukiwanej dyslokacji rozszerza się do 2–3 km (ryc. 51C). Położenie wspomnianych 3 otworów, nawierających skały stropu mezozoiku na wiszącym skrzydle rowu Miasta Poznania, zmniejsza szerokość rozpatrywanej strefy z uskokiem ramowym do około 1,5–2 km (ryc. 52A). Nasuwa się jednak uzasadniona wątpliwość: Czy przedstawione zabiegi kartograficzne z oczekiwaną dokładnością wyznaczają przebieg E uskoku ramowego w podłożu Poznania? Niestety, odpowiedź musi być negatywna. Głębokie otwory, występujące zbyt daleko od siebie i tylko na jednym skrzydle dyslokacji głównej, nie wnoszą wielu informacji. Dlatego posłużono się metodą pośrednią wyznaczania dyslokacji w mezozoicznym podłożu, którą dość szczegółowo opisano w rozdziale II.2.1.



Ryc. 52. Główny wschodni uskoku rowu Miasta Poznania jako wynik analizy danych z kilku głębokich otworów wiertniczych i ukształtowania spągu I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego: A. Lokalizacja uskoku głównego na podstawie danych z kilku głębokich otworów wiertniczych; B. Mapa strukturalna spągu I środkowopolskiego pokładu węglowego w centralnej części Poznania; C. Najbardziej prawdopodobny przebieg głównego wschodniego uskoku rowu Miasta Poznania

Fig. 52. Location of the eastern main dislocation of the City of Poznań Graben as a result of few deep boreholes data and the bottom of the 1st Middle-Polish lignite seam topography analysis: A. Main fault location taking into account the deep boreholes data; B. Structural map of the 1st Middle-Polish lignite seam bottom in central part of Poznań; C. Most probable continuation of the eastern main dislocation in the City of Poznań Graben

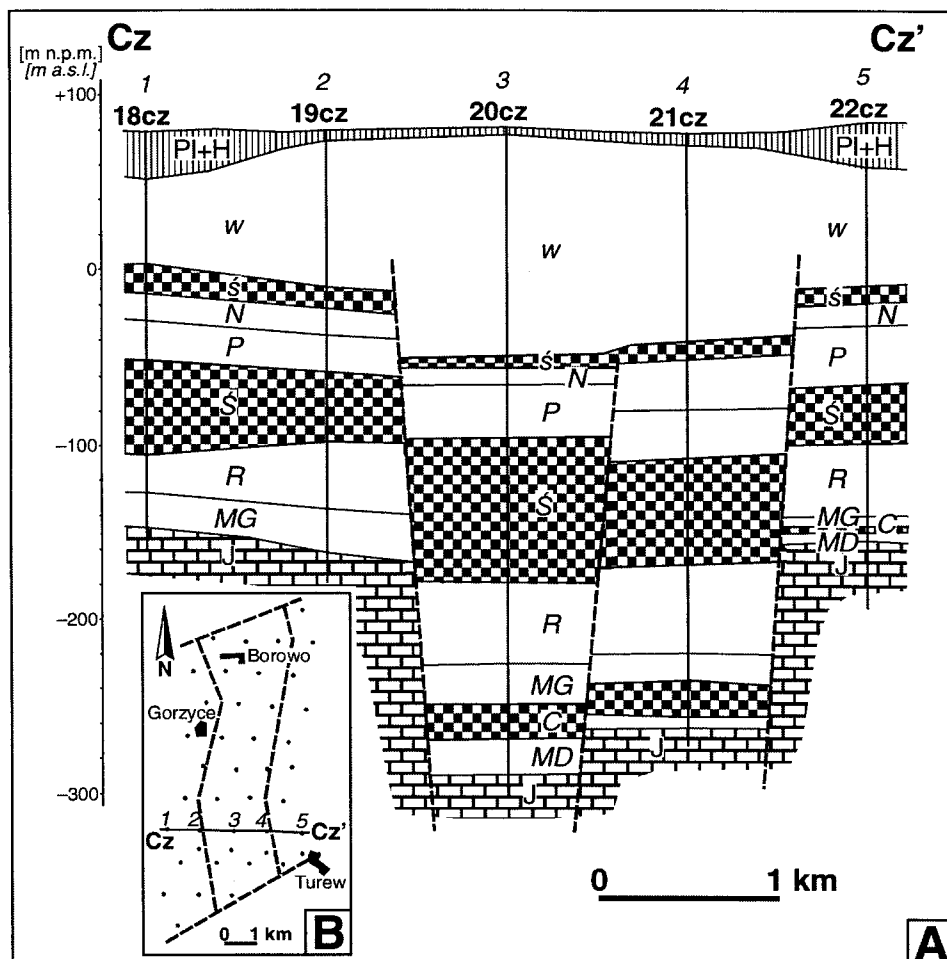
Wiadomo, że uskoki ramowe rowów w SDP-O, w tym rowów Naramowic i Mosiny, są jedynymi, które były aktywne również po sedymentacji ogniwa środkowopolskiego z I środkowopolską grupą pokładów węgla brunatnego. Przejawia się to w zrzutach tak stropu, jak i spągu ogniwa

środkowopolskiego od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Najlepiej jest to widoczne na przekrojach geologicznych (ryc. 49A, 50A). Przykładowo, w najbardziej S części rowu Naramowic zrzut spągu ogniwa środkowopolskiego wzdłuż E uskoku ramowego wynosi 27,2 m, a w najbardziej N części rowu Mosiny 21,7 m (Widera i in. 2004). Jednak informacje z obszaru rowów Naramowic i Mosiny, jak i z 3 głębokich otworów z obszaru rowu Miasta Poznania to wciąż za mało. Na obszarze Poznania, w pobliżu strefy oczekiwanego przebiegu uskoku ramowego, istnieje ponad 30 otworów przewiercających co najmniej osady ogniwa środkowopolskiego. Uwzględniając dane z tych otworów oraz z pobliskich otworów z rowów Naramowic i Mosiny, wykreślono mapę strukturalną spągu ogniwa środkowopolskiego (ryc. 52B). Łatwo można dostrzec, że na całej długości omawianego obszaru występuje wąska, kręta strefa o zagęszczonych liniach strukturalnych. Na dystansie od 100 m do 1 km deniwelacje analizowanej powierzchni strukturalnej są rzędu 10–30 m. Biorąc pod uwagę rezultaty wcześniejszych badań oraz fundamentalne założenie wykorzystanej metody (deniwelacje spągu węgla ogniwa środkowopolskiego są dobrym odzwierciedleniem dyslokacji w mezozoicznym podłożu), otrzymujemy rozwiązanie zadania badawczego. Przebieg E uskoku ramowego rowu Miasta Poznania nie jest prostolinijski, ale jest podzielony dwoma uskokami przesuwczymi (ryc. 52C).

Zrzut stropu mezozoiku wzdłuż E uskoku ramowego rowu Miasta Poznania nie może być określony wprost. Można jednak szacować, na podstawie interpolacji między obszarami rowów Naramowic i Mosiny, że mieści się on w przedziale od 140 do 180 m. Podobnie nie można określić etapów rozwoju rowu Miasta Poznania ani jakościowo, ani ilościowo. Istnieją jednak uzasadnione podstawy, by uznać, że ewolucja tektoniczna omawianego rowu była podobna do innych rowów SDP-O, a na pewno bardzo zbliżona do rozwoju rowów Naramowic i Mosiny.

2.2.2. Rowy Czempinia, Krzywina i Gostynia

Rów Czempinia wraz z rowami Krzywina i Gostynia stanowi środkowy fragment SDP-O (ryc. 7). Jest on zlokalizowany na SE od Czempinia, między miejscowościami: Borowo, Gorzyce i Turew. Jego długość wynosi około 8 km, a szerokość mieści się w przedziale od 2 do 2,5 km (ryc. 53B). Strop mezozoiku w osiowych częściach rowu obniża się od około 250 do 300 m p.p.m. w segmencie N i S do blisko 320 m p.p.m. w segmencie środkowym. Natomiast głębokość rowu Czempinia, wyznaczoną według różnic w głębo-



Ryc. 53. Rów Czempinia: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii Cz-Cz'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej Cz-Cz'

Objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 53. Czempin Graben: A. Simplified geological cross-section along the line Cz-Cz'; B. Outline the graben with location of the cross-section Cz-Cz'

Explanations in Fig. 48

kości zalegania stropu mezozoiku między rowem a jego skrzydłami, można określić na 170–180 m (Widera 2004).

Na obszarze rowu Czempinia odwiercono 42 głębokie otwory wiertnicze. Ich dane posłużyły do wyróżnienia 2 uskoków ramowych rowu (ryc. 53). Wzdłuż nich zrzuty powierzchni mezozoicznej sięgają 120 m, a zrzuty spągu ogniwa środkowopolskiego wynoszą od 25 m do 40 m (ryc. 53A).

W części rowowej wykreślono jeden uskok drugorzędny, który był aktywny co najmniej do czasu sedymentacji formacji naramowickiej. Jednak wielkości zrzutu jego skrzydeł rzadko przekraczają 20–30 m (ryc. 53A).

W rozwoju tektonicznym rowu Czempinia można wskazać 3 główne etapy, które dobrze odzwierciedlają wartości współczynnika agradacji AC (tab. 11). Paleogeńska przyspieszona subsydencja części osiowych rowu wyraża się wartościami AC dla formacji mosińskiej dolnej i czempińskiej równymi odpowiednio 543% i 2814%. Natomiast w czasie sedymentacji formacji mosińskiej górnej można mówić o spokoju tektonicznym. Drugi etap odpowiada czasowi depozycji formacji ścinawskiej z II łużycką grupą pokładów węgla brunatnego (AC = 183%) (tab. 11). Ostatni, trzeci etap miał miejsce już po osadzeniu się ogniwa wielkopolskiego, czego dowodzą zrzuty jego powierzchni spągowej i stropowej o około 20–40 m (ryc. 53A).

Tabela 11. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej Cz-Cz' (ryc. 53)

Table 11. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section Cz-Cz' (Fig. 53)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>					Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	4	5	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	51,7	88,4	124,8	105,8	65,0	169?
	og. środkowopolskie	17,0	9,2	6,6	15,0	10,3	89
fm. naramowicka		14,1	14,5	8,1	30,8	14,8	134
fm. pawłowska		23,4	20,5	29,8	25,1	38,9	100
fm. ścinawska		51,3	38,4	85,3	59,7	29,0	183
fm. rawicka		22,6	39,2	46,7	51,6	40,5	144
fm. mosińska górna		21,3	24,8	23,5	18,2	5,0	123
fm. czempińska		0,0	0,0	20,2	19,2	2,2	2814
fm. mosińska dolna		0,0	0,0	18,1	4,6	6,4	543

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Czempinia zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 53B)

Data derived from boreholes located outside the Czempin Graben are typed in bold (Fig. 53B)

Rów Krzywina sąsiaduje od N z rowem Czempinia, a od S z rowem Gostynia (ryc. 7). Jest to negatywna struktura tektoniczna o orientacji NNW–SSE, długości około 12 km i szerokości 1,5–2,5 km. Rów Krzywina obejmuje obszar występujący w otoczeniu takich miejscowości, jak: Turew, Krzywiń i Jerka (ryc. 54B). Dno rowu w kierunku N zapada od rzędnych około 280 m p.p.m. w segmencie S do blisko 300 m p.p.m. w segmencie N, natomiast jego maksymalna głębokość mieści się w przedziale od 100 do 140 m (Osijuk 1968).

Przeanalizowano 48 głębokich otworów odwierconych na obszarze rowu Krzywina (ryc. 54). W rowie strop mezozoiku zalega na wysokości 240–280 m p.p.m., natomiast poza rowem mieści się w przedziale od 140 do 160 m p.p.m. (ryc. 54A). Uskoki ramowe są bardzo czytelne, co dodatkowo podkreślają zrzuty spągu ogniwa środkowopolskiego wynoszące 30–50 m. Ponadto można wyróżnić dwa drugorzędne uskoki, z których jeden występuje w rowie, a drugi na jego E skrzydle wiszącym. O ile pierwszy z nich zakończył swoją aktywność w czasie osadzania się formacji rawickiej, to drugi uskok był jeszcze mobilny podczas sedymentacji formacji ścinawskiej (ryc. 54A).

Etapy tektonicznego rozwoju rowu Krzywina po raz pierwszy zostały wyznaczone przez Kasińskiego (1984). Można nawet powiedzieć, że były to pionierskie badania paleotektoniczne osadów kenozoicznych na Niżu Polskim, uwzględniające m.in. kompaktę osadów fitogenicznych. Przedstawione niżej wyniki analizy paleotektonicznej są, w ogólnych zarysach, zgodne z rezultatami uzyskanymi przez Kasińskiego (1984).

Tabela 12. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej Kr-Kr' (ryc. 54)

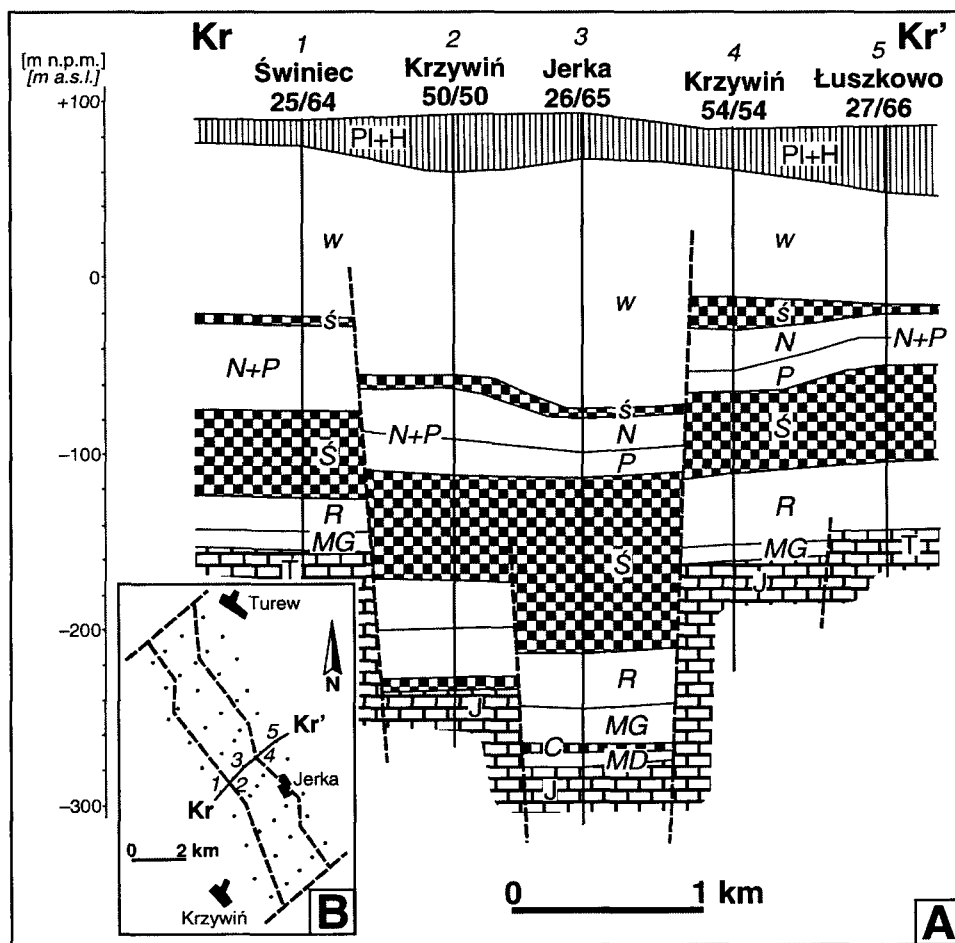
Table 12. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section Kr-Kr' (Fig. 54)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>					Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	4	5	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	97,7	117,3	142,6	72,3	65,6	170?
	og. środkowopolskie	1,2	7,0	2,7	17,9	3,0	70
fm. naramowicka		51,4	49,7	22,9	25,5	30,0	110
fm. pawłowska				12,8	11,9		
fm. ścinawska		48,8	59,0	99,0	44,2	54,0	160
fm. rawicka		18,4	28,0	29,4	42,8	39,0	90
fm. mosińska górna		13,6	29,2	22,0	7,4	0,0	370
fm. czempińska		0,0	4,7	3,1	0,0	0,0	∞
fm. mosińska dolna		0,0	0,0	8,3	0,0	0,0	∞

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Krzywina zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 54B)

Data derived from boreholes located outside the Krzywina Graben are typed in bold (Fig. 54B)

Subsydencja dna rowu Krzywina miała na pewno miejsce w czasie sedymentacji formacji mosińskiej dolnej i formacji czempińskiej. Jednak brak litostratygraficznych korelatów obu formacji poza rowem uniemożliwia wyliczenie AC (tab. 12). Dopiero dla formacji mosińskiej górnej, kończącej pierwszy etap ewolucji rowu, można obliczyć wartość współczynnika agra-



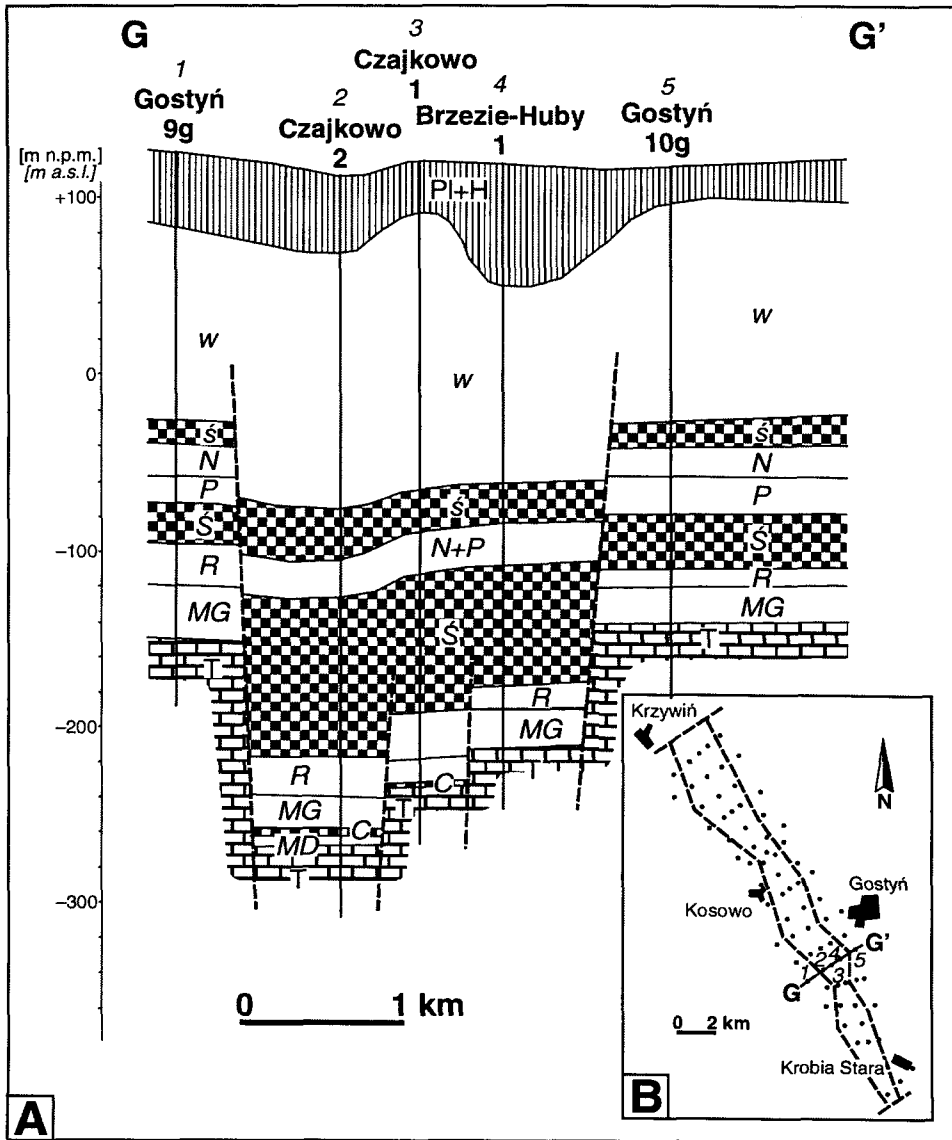
Ryc. 54. Rów Krzywiń: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii Kr-Kr'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej Kr-Kr'

Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 54. Krzywiń Graben: A. Simplified geological cross-section along the line Kr-Kr'; B. Outline the graben with location of the cross-section Kr-Kr'

Other explanations in Fig. 48

dacji AC = 370%. Drugi etap odpowiada sedymentacji formacji ścinawskiej (AC = 160%) (tab. 12), natomiast trzeci etap rozwoju rowu Krzywiń, o największych pionowych przemieszczeniach wśród wszystkich rowów SDP-O (do ok. 50 m), miał miejsce podczas depozycji ogniwa wielkopolskiego lub w plejstocenie przedglacjalnym (ryc. 54A).



Ryc. 55. Rów Gostynia: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii G-G'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej G-G'

Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 55. Gostyń Graben: A. Simplified geological cross-section along the line G-G'; B. Outline the graben with location of the cross-section G-G'

Other explanations in Fig. 48

Rów Gostynia obejmuje najbardziej S segment środkowego fragmentu SDP-O (ryc. 7). Dalej w kierunku S występuje rozpoznana za pomocą metod geofizycznych (Sokołowski 1967, 1974; Tarnowski 1977; Królikowski 1994; Wybraniec 1995, 1999) i potwierdzona w obrazie satelitarnym (Karnkowski 1979) dyslokacja. Długość rowu Gostynia wynosi około 23 km, a jego szerokość waha się od 1 do 3 km. Omawiana struktura tektoniczna obejmuje obszar między miejscowościami: Krzywiń, Kosowo, Krobia Stara i Gostyń (ryc. 55B). Analizę paleotektoniczną oparto na danych z 5 otworów (ryc. 55A, tab. 13) spośród 73 odwierconych na tym obszarze (ryc. 55B).

Tabela 13. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej G-G' (ryc. 55)

Table 13. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section G-G' (Fig. 55)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) Formation or Member		Miąższość jednostek litostratigraficznych w otworach [m] Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]					Współczynnik agradacji [%] Aggradation coefficient [%]
		1	2	3	4	5	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	109,6	143,5	156,6	106,3	122,0	120?
	og. środkowopolskie	13,8	28,3	23,1	24,1	14,6	180
fm. naramowicka		18,2	21,9	24,3	21,6	16,6	60
fm. pawłowska		14,3				21,1	
fm. ścinawska		22,2	91,5	78,3	71,9	31,0	300
fm. rawicka		26,1	20,6	25,9	9,8	8,2	110
fm. mosińska górna		28,7	19,2	12,1	24,4	23,0	70
fm. czempińska		0,0	1,5	1,3	0,0	0,0	∞
fm. mosińska dolna		0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	∞

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Gostynia zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 55B)

Data derived from boreholes located outside the Gostyń Graben are typed in bold (Fig. 55B)

Podobnie jak w przypadku rowu Krzywina, w otoczeniu rowu Gostynia brak jest osadów formacji mosińskiej dolnej i formacji czempińskiej, co uniemożliwia obliczenie AC. Jednak występowanie obu formacji w osiowej części rowu dowodzi subsydencji tego obszaru. W czasie sedymentacji formacji mosińskiej górnej subsydencja rowu nie była kontynuowana. Doszło wtedy do odwrócenia względnego przemieszczania się rowu i obszaru ramowego, co odzwierciedla się w AC = 70% (tab. 13). Oznacza to, że osiowe partie rowu obniżały się wolniej niż jego skrzydła. Drugi etap, zgodny z oczekiwaniami, odpowiada depozycji formacji ścinawskiej (AC = 300%). Natomiast trzeci etap wyraźnie zaznacza się w czasie sedymentacji ogniwa środkowopolskiego z I środkowopolską grupą pokładów (AC = 180%) (ryc. 55A, tab. 13). Ostatni, czwarty etap ewolucji rowu Gostynia, podobnie jak

w przypadku innych rowów SDP-O i SDP-Sz, jest trudny do precyzyjnego określenia. Można jednak powiedzieć, że miał on miejsce w czasie sedymentacji ogniwa wielkopolskiego i/lub w plejstocenie przedglacjalnym.

2.3. Strefa dyslokacyjna Poznań-Kalisz (SDP-K)

Kenozoiczny rozwój SDP-K jest słabo rozpoznany w granicach Wielkopolski. Natomiast do obszarów dobrze rozpoznanych należy rów Bełchatowa (woj. łódzkie), będący równoleżnikowym fragmentem SDP-K oraz lineamentu Poznań-Rzeszów (Pożaryski 1971, 1974). Poza tym rów Złoczewa (woj. łódzkie), występujący na obrzeżu Wielkopolski, a stanowiący SW odnogę SDP-K, dostarcza istotnych danych o ewolucji całej strefy dyslokacyjnej oraz jej odnog, tj. rowów: Sulmierzyc, Sieroszewic i Kępna (Kasiński 1984). Kenozoiczny rozwój struktury Wielunia (woj. łódzkie) łączy się obecnie z genezą rowu Bełchatowa, a więc z najbardziej na E wysuniętym odcinkiem SDP-K (Głazek 1997).

Po okresie laramijskiej kompresji i względnie szybszego wynoszenia E terenów monokliny przedsudeckiej doszło do odprężenia tektonicznego (Deczkowski, Gajewska 1980; Karnkowski 1980). W SDP-K pierwsze ruchy dysjunktywne, w warunkach tensji horyzontalnej, zaznaczyły się w rowie Bełchatowa i Złoczewa na przełomie oligocenu i miocenu, tj. w fazie sawskiej (Hałuszczak 1999; Kasiński 1984; Gotowała, Hałuszczak 2002). W rowie Bełchatowa we wczesnym miocenie powstał miąższy kompleks podwęglowy i główny pokład węglowy z nadwęglowymi osadami ilasto-węglowymi (Hałuszczak 1999). Autor ten częściowo weryfikuje dotychczasowe poglądy wyjaśniające genezę rowu Bełchatowa za pomocą prostych modeli: tektoniki wgłębnej (Ciuk, Piwocki 1982), halokinezy lub halotektoniki (Kossowski 1974) oraz subrozji (Głazek 1989). Według Hałuszczaka (1999) oraz Gotowały i Hałuszczaka (2002) powstanie rowu jest wynikiem ruchów przesuwczych w podłożu mezozoicznym i głębszym, przy możliwym współdziałaniu przytoczonych wyżej czynników. Natomiast Głazek (1997) twierdzi, że w warunkach regionalnej transpresji w jednym miejscu powstała struktura kwiatowa Wielunia, a w innym mógł rozwinąć się jednocześnie rów Bełchatowa w warunkach transtensji. Natomiast rów Złoczewa, mający mniej skomplikowaną budowę geologiczną, jest przykładem struktury, gdzie nie zaznaczyły się ruchy obniżające otoczenie rowu (Deczkowski, Gajewska 1977).

Na wielkopolskim odcinku SDP-K kenozoiczne ruchy dysjunktywne są słabo czytelne. Jedynie w nadkładzie mezozoicznych struktur Solca i Jarocina stwierdzono pokłady węgla brunatnego. Na obszarze między Solcem

i Zaniemyślem udokumentowano złożę Młodzikowo-Czarnotki o genezie tektonicznej (Piwocki 1991). Dlatego strukturę tą nazwano rowem Młodzikowo-Czarnotki (ryc. 7). Natomiast w okolicy Jarocina rozpoznano złożę Jarocin, którego do złóż o genezie tektonicznej nie zaliczono (Piwocki 1991). Również na mapie spągu kenozoiku w SDP-K nie notuje się wyraźnego, jak ma to miejsce w przypadku SDP-O, obniżenia powierzchni podkenozoicznej (ryc. 6). Podobnie na mapach miąższości poszczególnych jednostek litostatygraficznych kenozoiku podplejstoczeńskiego nie widać ich zwiększonych grubości w SDP-K (Walkiewicz 1984; Walkiewicz, Skoczylas 1989).

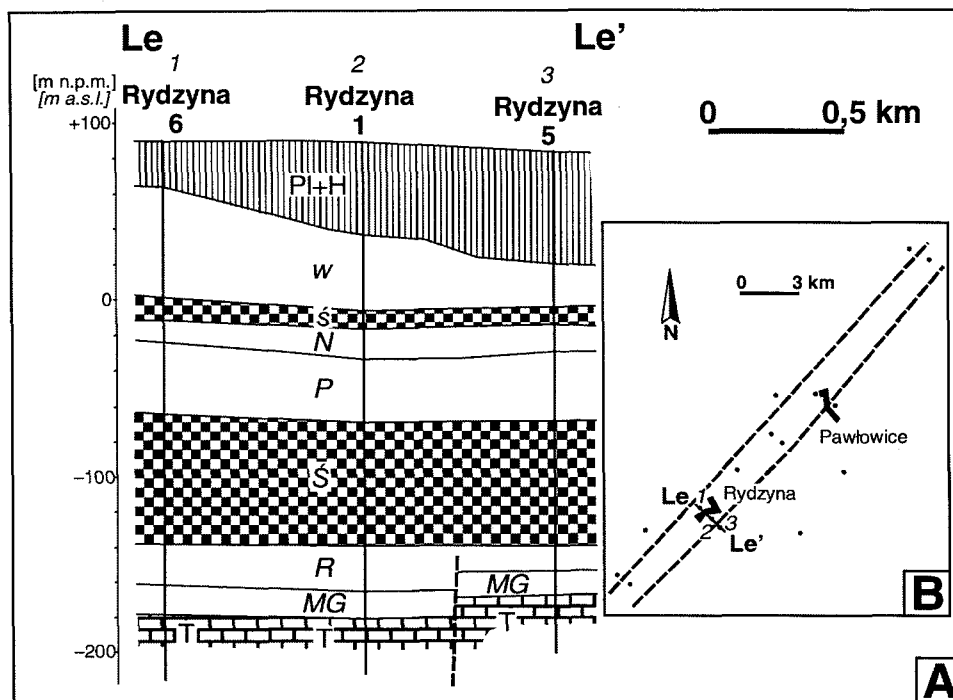
2.4. Struktury tektoniczne położone prostopadle lub skośnie do SDP-O i SDP-K

Na obszarze wielkopolskiego fragmentu monokliny przedsudeckiej, w sąsiedztwie walnych stref dyslokacyjnych Poznania-Oleśnicy i Poznania-Kalisza, występuje kilka rowów tektonicznych: Chróściny-Nowej Wsi, Chobieni-Rawicza, Kępna, Sulmierzyc, Sieroszewic i Uciechowa (ryc. 7). Początek powstawania tych rowów łączy się z fazą młodokimeryjską, z przełomu jury i kredy (Piwocki 1975; Deczkowski, Gajewska 1977, 1980; Jaskowiak-Schoeneichowa 1981; Karnkowski 1980). Jednak wymienieni autorzy nie precyzują dokładnie stadium inicjalnego rowów. Dlatego Pożaryski (1970) wyraził pogląd, że ewolucja tektoniczna omawianych rowów rozpoczęła się na przełomie kredy wczesnej i późnej, czyli w fazie subhercyńskiej.

Niezależnie od czasu powstania analizowanych rowów ich kenozoiczny rozwój był zróżnicowany. Najwyraźniej zaznacza się to w czasie trwania ich ewolucji tektonicznej. Niektóre rowy były aktywne już w paleogenie, a inne uaktywniły się dopiero w neogenie. Osobno zostaną omówione więc rowy Chróściny-Nowej Wsi i Chobieni-Rawicza, położone na W od SDP-O, i rowy Kępna, Sulmierzyc, Sieroszewic i Uciechowa, zlokalizowane między SDP-O i SDP-K (ryc. 7).

2.4.1. Rowy Chróściny-Nowej Wsi i Chobieni-Rawicza

W granicach Wielkopolski znajdują się tylko NE odcinki rowu Chróściny-Nowej Wsi o długości około 28 km i szerokości 2–2,5 km oraz rowu Chobieni-Rawicza o długości około 25 km i szerokości 1–3 km (ryc. 56B, 57B). Oba rowy przebiegają także na obszarze województwa dolnośląskiego (ryc. 7). Najcenniejsze informacje pochodzą zwłaszcza z dolnośląskiego odcinka rowu Chróściny-Nowej Wsi, gdzie udokumentowano mikropaleontologicznie



Ryc. 56. Rów Chróściny-Nowej Wsi: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii Le-Le'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej Le-Le'

Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 56. Chróścina-Nowa Wieś Graben: A. Simplified geological cross-section along the line Le-Le'; B. Outline the graben with location of the cross-section Le-Le'

Other explanations in Fig. 48

osady górnego eocenu oraz dolnego oligocenu (Odrzywolska-Bieńkowska 1975; Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska 1977; Ciuk 1977; Piwocki 2004a). Najbardziej charakterystyczną cechą rowów Chróściny-Nowej Wsi i Chobieni-Rawicza jest zróżnicowane, lokalne występowanie formacji ścinawskiej w różnych ich partiach, co dowodzi, że poszczególne fragmenty obu struktur rozwijały się w odmienny sposób (ryc. 56A, 57A).

Analiza paleotektoniczna oparta na danych z nielicznych otworów, nie-reprezentatywnych dla całych rowów, musi być traktowana bardzo ostrożnie. Uwzględniając dane literaturowe, z archiwalnych profili otworów wiertniczych i wyliczone wartości współczynnika agradacji, w rozwoju tektonicznym obu rowów można wskazać 3 główne etapy w kenozoiku. Pierwszy – paleogeński, osadziły się wówczas osady górnioeocenijskie i dolnooligocenijskie, zaliczane do formacji pomorskiej i mosińskiej dolnej. Na niektórych

Tabela 14. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej Le-Le' (ryc. 56)**Table 14.** Values of aggradation coefficient calculated along cross-section Le-Le' (Fig. 56)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>			Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	63,7	44,5	21,7	249?
	og. środkowopolskie	7,7	7,3	5,6	134
fm. naramowicka		13,1	20,7	18,2	93
fm. pawłowicka		39,5	31,8	39,0	92
fm. ścinawska		78,0	76,2	73,5	105
fm. rawicka		21,0	26,7	11,0	217
fm. mosińska górna		10,0	6,9	11,7	73
fm. czempińska		0,0	0,0	0,0	-
fm. mosińska dolna		0,0	0,0	0,0	- (∞)

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Chróściny-Nowej Wsi zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 56B)

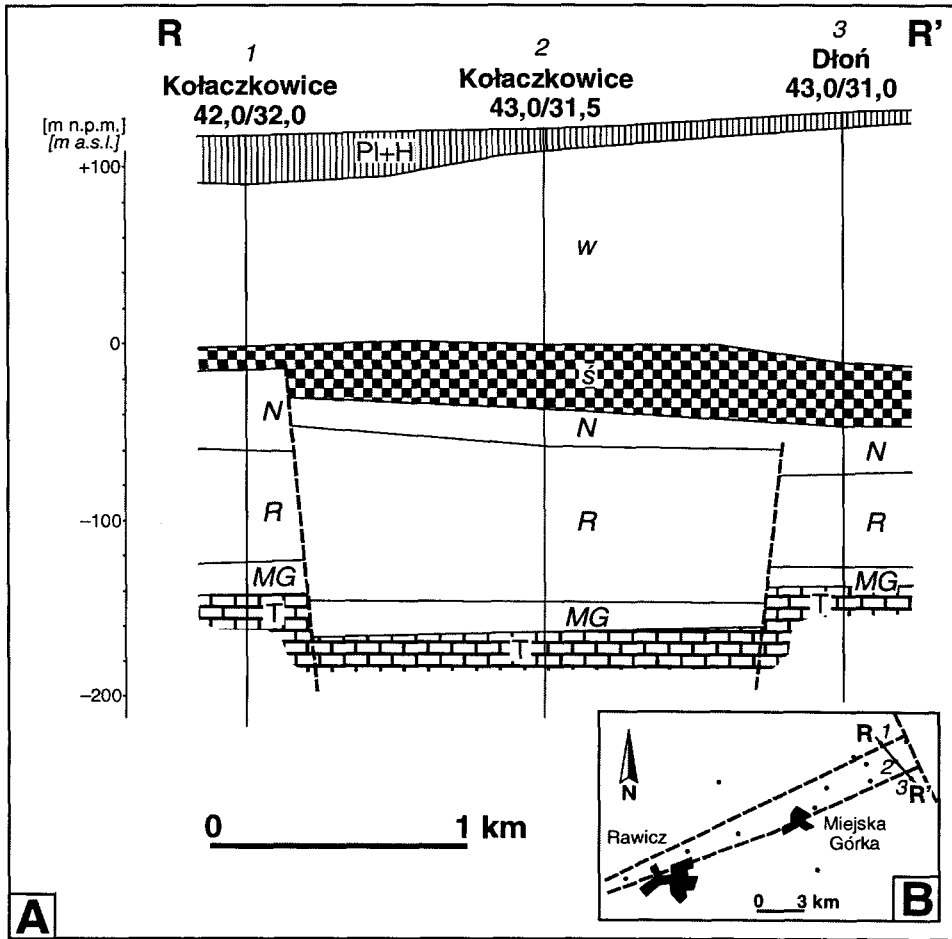
Data derived from boreholes located outside the Chróścina-Nowa Wieś Graben are typed in bold (Fig. 56B)

Tabela 15. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej R-R' (ryc. 57)**Table 15.** Values of aggradation coefficient calculated along cross-section R-R' (Fig. 57)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>			Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	89,2	104,8	129,7	96
	og. środkowopolskie	15,0	35,8	36,2	140
fm. naramowicka		44,8	26,8	29,1	72
fm. pawłowicka		0,0	0,0	0,0	-
fm. ścinawska		0,0	0,0	0,0	-
fm. rawicka		54,7	91,0	48,0	176
fm. mosińska górna		13,3	12,3	11,0	101
fm. czempińska		0,0	0,0	0,0	-
fm. mosińska dolna		0,0	0,0	0,0	- (∞)

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Chobieni-Rawicza zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 57B)

Data derived from boreholes located outside the Chobienia-Rawicz Graben are typed in bold (Fig. 57B)



Ryc. 57. Rów Chobienia-Rawicza: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii R-R'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej R-R'

Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 57. Chobienia-Rawicz Graben: A. Simplified geological cross-section along the line R-R'; B. Outline of the graben with location of the cross-section R-R'

Other explanations in Fig. 48

odcinkach rowów ruchu obniżające trwały jeszcze w czasie sedimentacji formacji: czempieńskiej, mosińskiej górnej i leszczyńskiej (Piwocki 1975). Drugi etap obejmuje czas depozycji formacji rawickiej. Ma to swoje odzwierciedlenie w wartościach współczynnika agradacji wynoszącym 217% dla rowu Chróściny-Nowej Wsi (tab. 14) i 176% dla rowu Chobienia-Rawicza (tab. 15). Subsydencja niektórych części obu rowów była kontynuowana

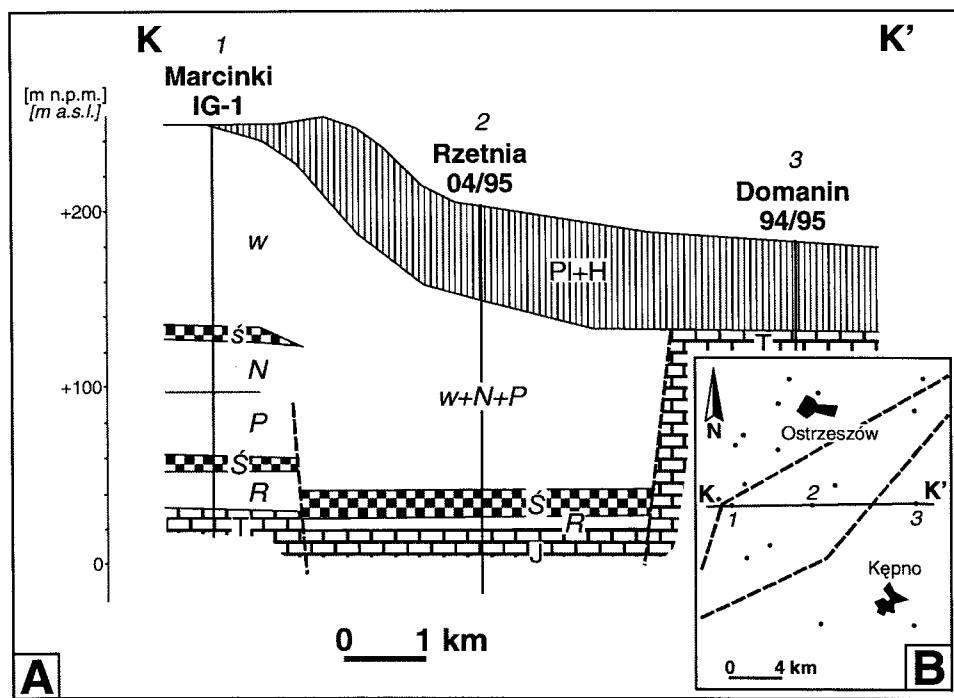
podczas sedymentacji węglonośnej formacji ścinawskiej. Ostatni – trzeci etap odpowiada sedymentacji ogniwa środkowopolskiego, co wyrażają wartości $AC = 134\text{--}140\%$ (tab. 14, 15).

2.4.2. Rowy Kępna, Sulmierzyc, Sierszewic i Uciechowa

Rowy Kępna, Sulmierzyc, Sierszewic i Uciechowa należą do najmłodszych struktur tektonicznych w Wielkopolsce. Ich kenozoiczny rozwój rozpoczął się na przełomie paleogenu i neogenu (Karnkowski 1980; Kasiński 1984). Na obszarze tych rowów odwiercono jedynie po kilka otworów wiertniczych sięgających podkenozoicznego podłoża (ryc. 58, 59). Z drugiej strony, omawiane paleoobniżenia zaznaczają się wyraźnie na mapach stropu mezozoiku, wykonanych na podstawie badań geofizycznych (Sokołowski 1967, 1974; Dąbrowski 1980; Królikowski 1994; Wybraniec 1995, 1999). Korelacja wydziałów litostratygraficznych między otworami jest trudna. Dlatego dla rowów tych nie wyliczono współczynnika agradacji. Natomiast ich budowę geologiczną scharakteryzowano na podstawie najlepiej rozpoznanych rowów Kępna i Sulmierzyc (ryc. 58, 59).

Rów Kępna, o przebiegu SW–NE, położony jest między Kępnem a Ostrzeszowem (ryc. 58B). Granice rowu Kępna należy uznać za bardzo przybliżone, a przekrój geologiczny (ryc. 58A) jest mocno zgeneralizowany. Warto zwrócić uwagę na dwa fakty geologiczne. Po pierwsze, na skrzydłach rowu strop mezozoiku zbudowany jest ze skał triasowych, a wewnątrz rowu zalegają skały jurajskie, świadczące o mezozoicznym rozwoju rowu (Ciuk 1976, 1979). Po drugie, obszar między Kępnem i Ostrzeszowem cechuje się bardzo silną glicitektoniką, co wyraża się rzędnymi stropu ogniwa wielkopolskiego sięgającymi 244,8 m n.p.m. (ryc. 58A).

Kenozoiczną aktywność rowu Kępna można opisać wyłącznie jakościowo. Pierwsze obniżające ruchy podłoża miały zapewne miejsce w czasie sedymentacji formacji rawickiej, czyli dopiero w neogenie. Szybszej subsydencji podlegało W skrzydło rowu niż jego części osiowe. Następnie doszło do odwrócenia względnego ruchu między rowem a jego obszarem ramowym w czasie depozycji fitogenicznej formacji ścinawskiej (ryc. 58A). Ma to swoje odzwierciedlenie w ponad 2-krotnie większych miąższościach formacji ścinawskiej w najgłębszych częściach rowu w stosunku do terenów przyległych od W strony. Mogłoby się wydawać, że trzeci etap rozwoju rowu Kępna miał miejsce po zakończeniu sedymentacji formacji ścinawskiej, co wyraża się bardzo niską pozycją hipsometryczną spągu węgla w rowie (ryc. 58A). Uwzględniając jednak w przybliżeniu około 2,5-krotną konsolidację węgla II łużyckiej grupy pokładów, okazuje się, że nie ma podstaw, by



Ryc. 58. Rów Kępno: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii K-K'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej K-K'

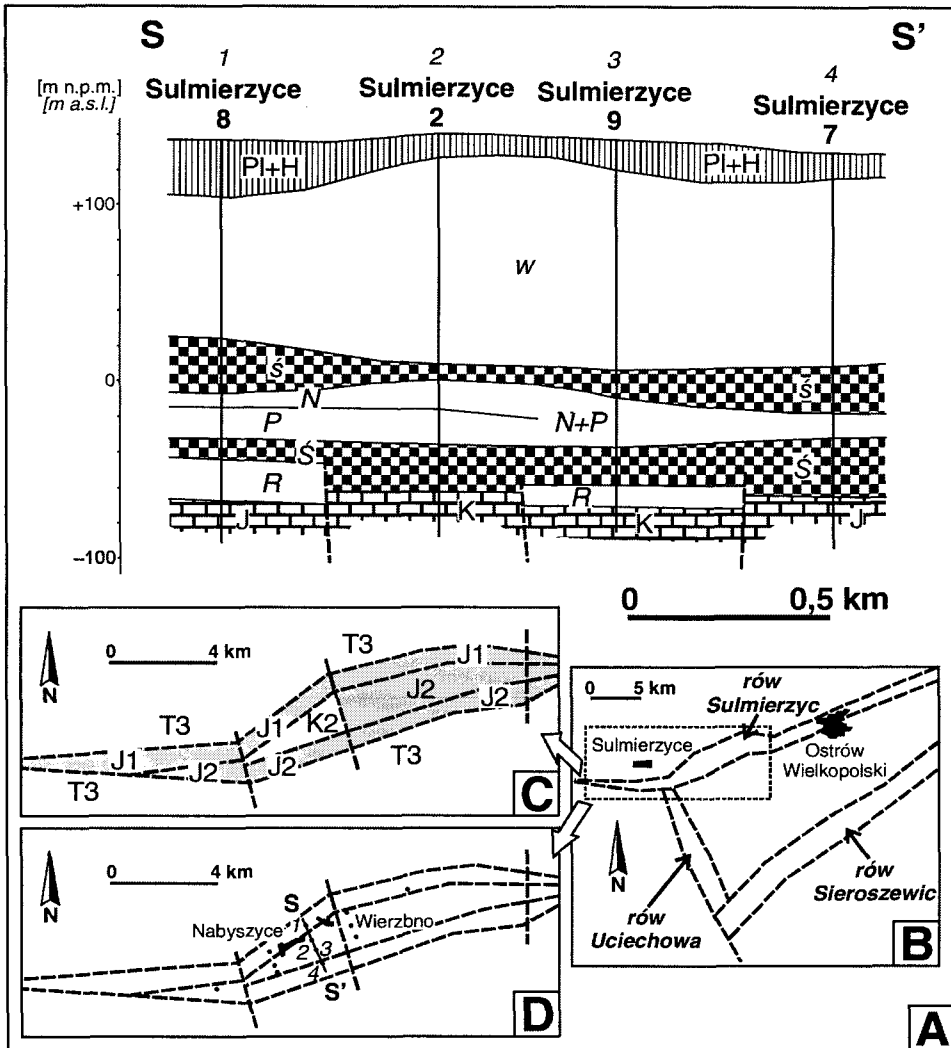
Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 58. Kępno Graben: A. Simplified geological cross-section along the line K-K'; B. Outline the graben with location of the cross-section K-K'

Other explanations in Fig. 48

wskazywać na ruchy tektoniczne podłoża jako przyczynę subsydencji. Brak litostratygicznych kryteriów do rozdzielenia osadów młodszych od formacji ścinawskiej w strefie osiowej uniemożliwia wyróżnianie kolejnych, późnoneogeńskich faz rozwoju tektonicznego rowu Kępno (ryc. 58A).

Zasięg rowu Sulmierzyc, podobnie jak rowów Sieroszewic i Uciechowa, został wyznaczony na podstawie rozprzestrzenienia wydzielań stratygraficznych, a nie na podstawie kryterium paleomorfometrycznego (ryc. 59B). Dlatego granice wymienionych rowów nie odpowiadają deniwelacjom stropu mezozoiku, jak to ma miejsce w przypadku pozostałych rowów tektonicznych opisanych w tej pracy. Zarysy rowu Sulmierzyc poprowadzono wzdłuż granic między jurą dolną i środkową a górnym triasem – retykiem (ryc. 59C). W przypadku rowu Sieroszewic są to granice stratygraficzne między jurą środkową i górnym triasem – kajprem a górnym triasem – rety-



Ryc. 59. Rów Sulmierzyce: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii S-S'; B. Zarys rowów Sieroszewic, Uciechowa i Sulmierzyce; C. Stratygrafia stropu mezozoiku: T3 – górny trias, J1 – jura dolna, J2 – jura środkowa, K2 – kreda górna; D. Zarys rowu Sulmierzyce z lokalizacją linii przekrojowej S-S'

Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 59. Sulmierzyce Graben: A. Simplified geological cross-section along the line S-S'; B. Outline the Sieroszewice, Uciechów and Sulmierzyce Grabens; C. Mesozoic top stratigraphy: T3 – Upper Triassic, J1 – Lower Jurassic, J2 – Middle Jurassic, K2 – Upper Cretaceous; D. Outline the Sulmierzyce Graben with location of the cross-section S-S'

Other explanations in Fig. 48

kiem. Natomiast rozprzestrzenienie rowu Uciechowa pokrywa się z zasięgiem osadów triasu dolnego i środkowego, które występują w otoczeniu triasu górnego – kajpru (Sokołowski 1975; Deczkowski, Gajewska 1977; Deczkowski i in. 1978; Bieniewski 1984; Karnkowski 1984).

Rów Sulmierzyc rozciąga się między Ostrowem Wielkopolskim i Sulmierzycami (ryc. 59B). Można z całą pewnością stwierdzić, że zamieszczony przekrój geologiczny obejmuje tylko osiowe części rowu (ryc. 59A, 59D). Najbliższe otwory wierownicze, nawiercające podłoże mezozoiczne na skrzydłach rowu, zlokalizowane są w odległości co najmniej kilkunastu kilometrów. Dlatego rów Sulmierzyc zaznacza się na mapie hipsometrycznej stropu mezozoiku jako depresja o głębokości 50–90 m. Jeszcze głębsze są rowy Sieroszewic – ponad 100 m i Uciechowa – ponad 130 m (por.: ryc. 6).

Kenozoiczny rozwój rowu Sulmierzyc rozpoczął się wraz z sedymentacją formacji rawickiej (ryc. 59A). Subsydencji podlegały wtedy tylko niektóre części rowu. W czasie sedymentacji formacji ścinawskiej uaktywnieniu uległy także inne części rowu, w których osady tej jednostki litostratygraficznej leżą bezpośrednio na podłożu mezozoicznym (ryc. 59A). W późniejszym czasie najpierw nieznacznie szybszemu pogrążaniu tektonicznemu podlegały osiowe, a następnie bardziej skrajne części rowu. W rezultacie doszło do wyrównania stropu węglonośnych jednostek, tj. formacji ścinawskiej i ogniwa środkowopolskiego (ryc. 59A).

3. KENOZOICZNE STRUKTURY TEKTONICZNE WSCHODNIEJ WIELKOPOLSKI

3.1. Strefa dyslokacyjna Gopło-Ponętów-Pabianice (SDG-P-P)

Jedną z czterech walnych stref dyslokacyjnych przebiegających przez Wielkopolskę jest SDG-P-P (por.: ryc. 7). Ma ona założenia co najmniej mezozoiczne (Poborski 1957; Dadlez, Marek 1974; Marek 1977; Pożaryski 1990; Pożaryski, Karnkowski 1992; Dadlez i in. 1995; Dadlez 1997). Natomiast w kenozoiku jedynie niewielki fragment SDG-P-P był aktywny tektonicznie, tj. SE skłon struktury Gopła (Widera 2000b), gdzie rozwinął się głęboki paleogeńsko-neogeński rów Lubstowa. Wraz z innymi pobliskimi rowami zaznacza się on wyraźnie w rzeźbie stropu mezozoiku elewacji konińskiej (por.: ryc. 7). Początek jej powstawania jest równy z rozpoczęciem ruchu inwersyjnego w bruzdzie śródpolskiej (Pożaryski 1970; Głazek, Kutek 1971; Kutek, Głazek 1972; Dadlez i in. 1995). Pod względem lokalizacji w obrębie SDG-P-P,

czasu i rozmiarów pionowych przemieszczeń rów Lubstowa różni się od innych rowów elewacji konińskiej (Widera 1998, 2000b). Dlatego osobno zostanie omówiona kenozoiczna ewolucja tektoniczna rowu Lubstowa i pozostałych rowów E Wielkopolski.

3.1.1. Rów Lubstowa

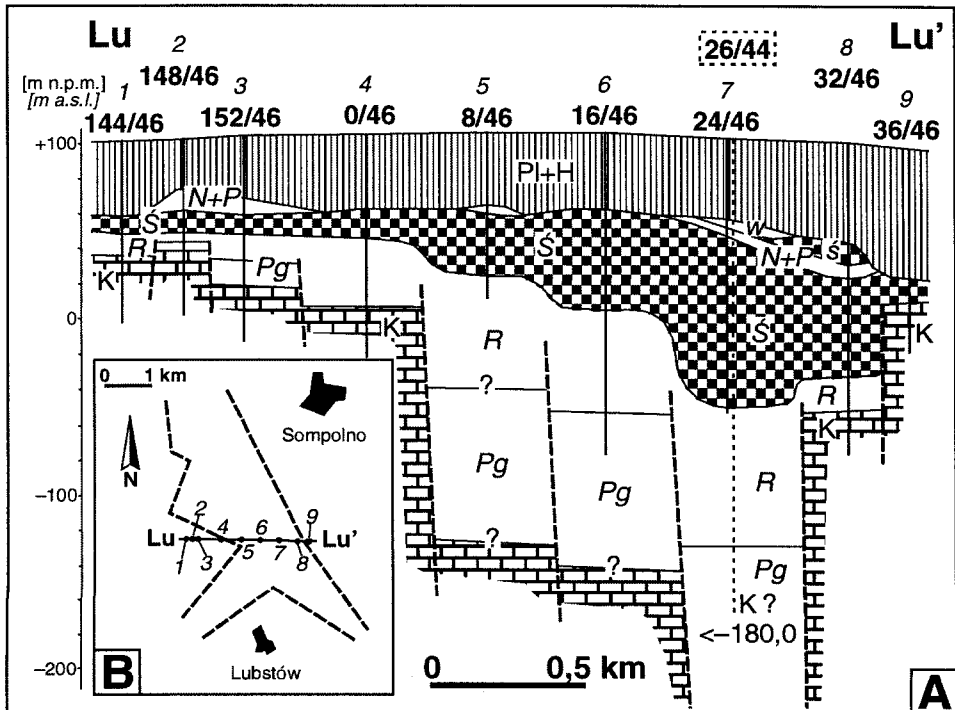
Rów Lubstowa ma długość około 6 km, a jego szerokość waha się od 2 do 3 km (ryc. 60B). Jest to struktura tektoniczna o orientacji NNW–SSE. Rów Lubstowa jest najgłębszym rowem tektonicznym w Wielkopolsce. O ile w okolicy Mosiny w SDP-O deniwelacje stropu mezozoiku osiągają maksymalnie 203,6 m (Walkiewicz 1984), o tyle różnice wysokości między strefą osiową a skrzydłami rowu Lubstowa przekraczają 220–240 m. W najgłębszej strefie rowu podłoże mezozoiczne zalega na rzędnych poniżej 180 m p.p.m., natomiast na jego skrzydłach strop mezozoiku osiąga rzędne 40–60 m n.p.m. (ryc. 60A). Zachował się tu również najpełniejszy profil kenozoiku podplejstoczeńskiego we E Wielkopolsce, obejmujący osady od górnego eocenu po górny miocen, a może nawet najniższy pliocen. Charakterystyczne jest występowanie dwóch pokładów węglowych: II łużyckiego – lubstowskiego o maksymalnej miąższości 91,6 m i I śródkowopolskiego – konińskiego o maksymalnej miąższości 13,0 m.

Na tektoniczną genezę rowu Lubstowa wskazywano od czasu odkrycia tej struktury (Biernat 1962; Olendki 1962; Ciuk, Grabowska 1991; Piwocki 1994, 2003; Kasiński 2004). Jednakże jego powstanie zaczęto łączyć z aktywnością soli w mezozoicznym podłożu dopiero w drugiej połowie lat 90. XX w. (Widera 1997a, b, 1998, 2000b).

Rów Lubstowa należy do najlepiej rozpoznanych geologicznie kenozoicznych struktur tektonicznych w Wielkopolsce (Biernat 1962; Olendki 1962; Ciuk, Grabowska 1991; Widera 1997b, 1998, 2000a, b, 2004; Widera i in. 2005). Osady wypełniające rów mają kluczowe znaczenie dla litostratygrafii kenozoiku podplejstoczeńskiego E Wielkopolski. Zostały one poddane licznym badaniom: palinologicznym (Grabowska 1985; Ciuk, Grabowska 1991; Ważyńska 1998), paleontologicznym (Śmigielska [w:] Matl i in. 1979), litostratygraficznym (Ciuk, Grabowska 1991; Piwocki 1994; Widera 1998, 2002b), geofizycznym (Midura, Staszak 1989) oraz mezostrukturalnym i kartograficzno-sedymentologicznym (Widera 1998, 2000b; Widera i in. 2005). Poziomy tufowe z rowu Lubstowa zostały także skorelowane z poziomami tufowymi z zapadliska przedkarpacciego i rowu Bełchatowa, gdzie ich wiek określono metodą trakową (Matl, Wagner 1985, 1987; Wagner 2000).

Przekrój geologiczny ukazuje budowę geologiczną w sposób zgeneralizowany (ryc. 60). Klawiszowo-szachownicowy styl budowy, z kilkudziesięciometrowymi zrębami w osiowych partiach rowu Lubstowa, przedstawiono szczegółowo w starszych publikacjach autora niniejszej pracy (Widera 1998, 2000b). Na skrzydłach rowu brak jest litostratygraficznych odpowiedników wszystkich jednostek wypełniających jego osiowe części (ryc. 60A). Dlatego obliczenia współczynnika agradacji są niemożliwe, a w konsekwencji nie można określić wszystkich etapów rozwoju rowu Lubstowa w sposób ilościowy.

Osady paleogeńskie, sporadycznie występujące na obszarze ramowym rowu Lubstowa (ryc. 60A), zostały potraktowane łącznie ze względu na trudności z przyporządkowaniem ich do odpowiednich jednostek litostraty-



Ryc. 60. Rów Lubstowa: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii Lu-Lu'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej Lu-Lu'; Pg - paleogen

Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 60. Lubstów Graben: A. Simplified geological cross-section along the line Lu-Lu'; B. Outline the graben with location of the cross-section Lu-Lu'; Pg - Paleogene

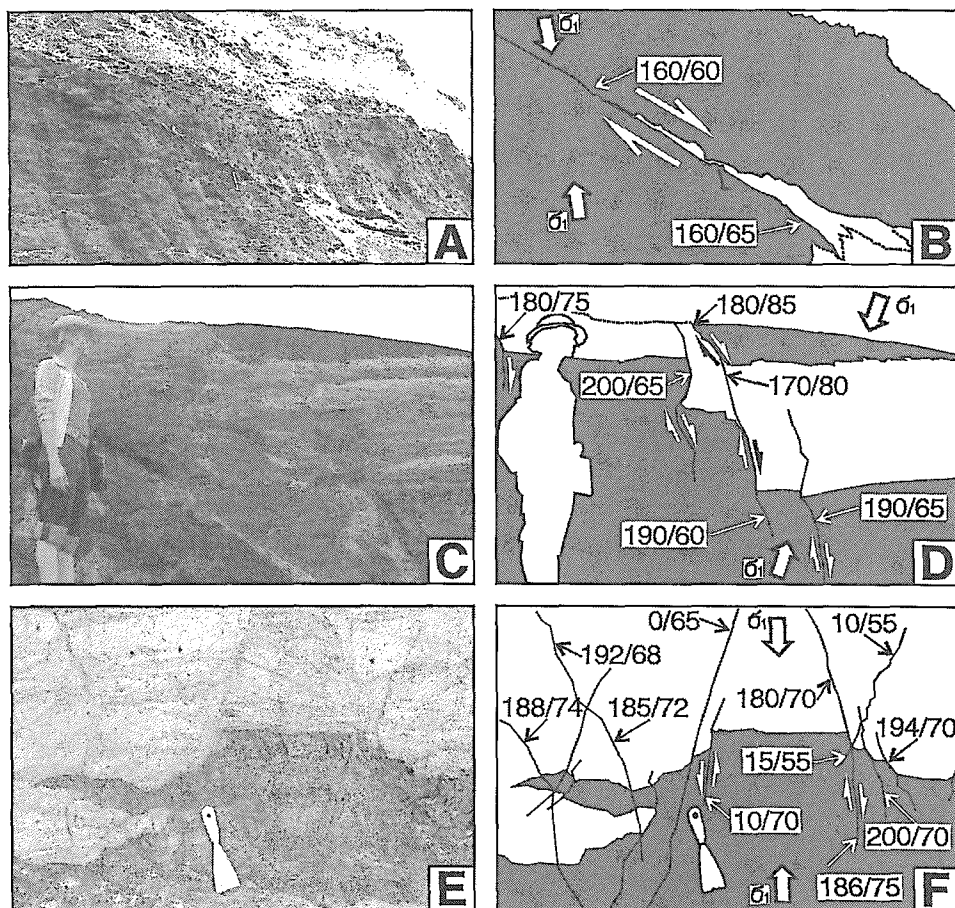
Other explanations in Fig. 48

graficznych. Z czasem ich sedymentacji, od najpóźniejszego eocenu do końca wczesnego oligocenu, należy łączyć pierwszy etap kenozoicznej subsydencji rowu. Dowodzą tego miąższości paleogenu sięgające maksymalnie 137,0 m we E części rowu Lubstowa. Natomiast badania geofizyczne oraz analiza mapy izopachyt wskazują na aktywność w tym przedziale czasowym uskoku o orientacji NW-SE i NE-SW (Midura, Staszak 1989; Widera 2004).

Drugi etap rozwoju, odpowiadający depozycji formacji rawickiej, zaznaczył się tylko w pewnych częściach rowu. Łatwo zauważalne są kilkukrotnie większe miąższości tych osadów w głębszych częściach rowu niż w częściach płytszych lub na jego skrzydłach (ryc. 60A). W tym przypadku można mówić o nałożeniu się efektów tektoniki lokalnej (ruchów diastroficznych) i regionalnej (ruchów epejrogenicznych). Natomiast około 1 km na N od zamieszczonej linii przekrojowej (ryc. 60B) grubość formacji rawickiej jest bardzo zbliżona zarówno w rowie, jak i na jego skrzydłach. Dowodzi to epejrogenicznego obniżania tych fragmentów rowu Lubstowa i ich otoczenia, bez ruchów diastroficznych, które upoważniałyby do nazwania ich jednym z etapów ewolucji tektonicznej omawianej struktury.

W trzecim stadium, odpowiadającym okresowi sedymentacji formacji ścinawskiej, rozwój rowu był najintensywniejszy. Doszło wtedy do akumulacji najgrubszego w Wielkopolsce pokładu węglowego, którego odpowiednika nie ma w pozostałych wschodniowielkopolskich rowach (ryc. 45). Biorąc pod uwagę miąższość II pokładu łużyckiego - lubstowskiego (maks. 86,2 m) oraz uwzględniając konsolidację masy torfowej, można szacować rozmiary subsydencji dna rowu na ponad 200 m. Warto dodać, że sedymentację pozostałych jednostek litostratygraficznych, tj. formacji pawłowickiej i naramowickiej oraz ogniów środkowopolskiego i wielkopolskiego, można tłumaczyć konsolidacją węgla II łużyckiego pokładu - lubstowskiego. Potwierdzeniem tego jest m.in. zaleganie wspomnianych osadów w miejscach największej miąższości niżej zalegających węgla w SE części rowu, a także ich brak lub szczątkowe występowanie na obszarze ramowym (ryc. 60A).

Ostatni, czwarty etap ewolucji tektonicznej rowu Lubstowa należy łączyć z wynoszeniem części osiowych rowu względem jego otoczenia. Uwzględniając obecną pozycję hipsometryczną II pokładu łużyckiego i wyliczone dla niego wartości średnie współczynnika agradacji ($AC = 2,5$), można obliczyć przybliżone, maksymalne rozmiary ruchów inwersyjnych (ryc. 47, tab. 7). Po okresie przyspieszonej subsydencji, przekraczającej nawet 200 m, doszło do inwersyjnych ruchów relaksacyjnych. Ruchy te nie objęły obszaru całej struktury, ale przede wszystkim najgłębsze SE części rowu. Wyliczono, że spąg pokładu węglowego został wyniesiony w tym czasie nawet o około 113-120 m.



Ryc. 61. Uskoki normalne w różnej skali z rowu Lubstowa: A. Fotografia uskoku normalnego w dużej skali (czerwiec 2004 r.); B. Szkic interpretacyjny fotografii „A”; C. Fotografia zespołu uskoku normalnych, tworzących stopnie uskoku w dużej skali (lipiec 2005 r.); D. Szkic interpretacyjny fotografii „C”; E. Fotografia dwóch zespołów uskoku normalnych, tworzących zrąb w małej skali (lipiec 2005 r.); F. Szkic interpretacyjny fotografii „E”

180/70 – parametry powierzchni uskoku lub powierzchni spękania; kolor ciemnoszary – węgiel brunatny; cienkie strzałki – względny ruch skrzydeł uskoku; grube puste strzałki – orientacja lokalnego naprężenia największego σ_1 widoczna na powierzchni ściany, orientacja naprężenia najmniejszego σ_3 jest prostopadła do σ_1 , orientacja naprężenia pośredniego σ_2 jest prostopadła do σ_1 i σ_3 oraz równoległa do biegu uskoku

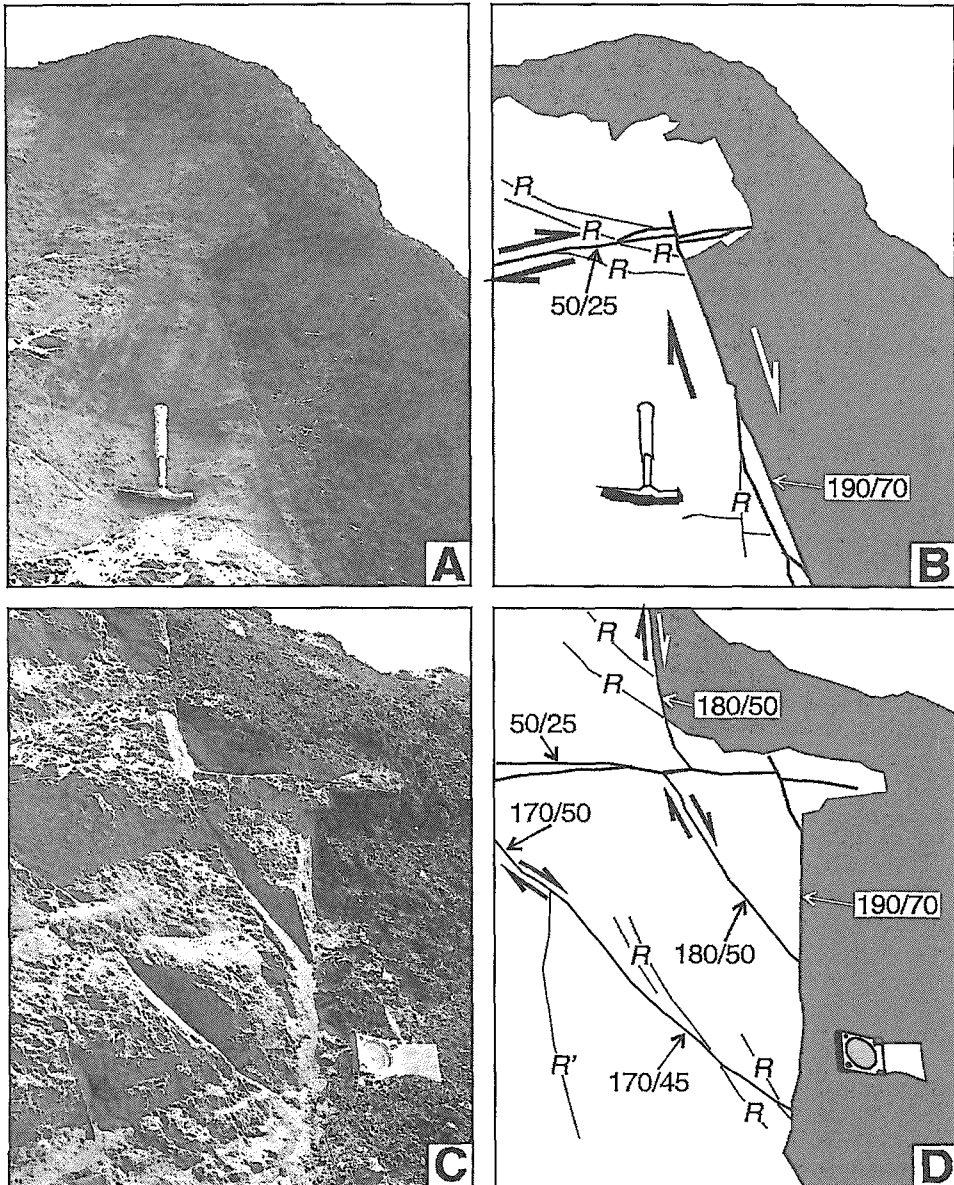
Fig. 61. Normal faults in different scale from the Lubstów Graben: A. Photograph of normal fault in great scale (June 2004); B. Interpretative sketch of photograph “A”; C. Photograph of a set of normal faults creating fault steps in great scale (July 2005); D. Interpretative sketch of photograph “C”; E. Photograph of two sets of normal fault creating a horst in small scale (July 2005); F. Interpretative sketch of photograph “E”

180/70 – fault or shear plane parameters; Dark grey color – lignite; Thin arrows – relative movement of fault sides; Thick hollow arrows – orientation of the maximum principal stress σ_1 visible on a wall surface, orientation of the minimum principal stress σ_3 is perpendicular to the σ_1 , orientation of the intermediate principal stress σ_2 is perpendicular to the σ_1 and σ_3 as well as parallel to the fault strike

Pomiary strukturalne materiału z rdzeni wiertniczych potwierdziły znaczne deformacje tektoniczne osadów wypełniających rów Lubstowa. Wśród osadów podwęglowych zarejestrowano kąty upadu warstw wynoszące 25–28° dla piasków dolnomiocenijskich i 27–28° dla piasków oligocenijskich (Ciuk, Grabowska 1991). Natomiast dla piaskowców oligocenijskich kąty upadu wynoszą aż 47° (Biernat 1962).

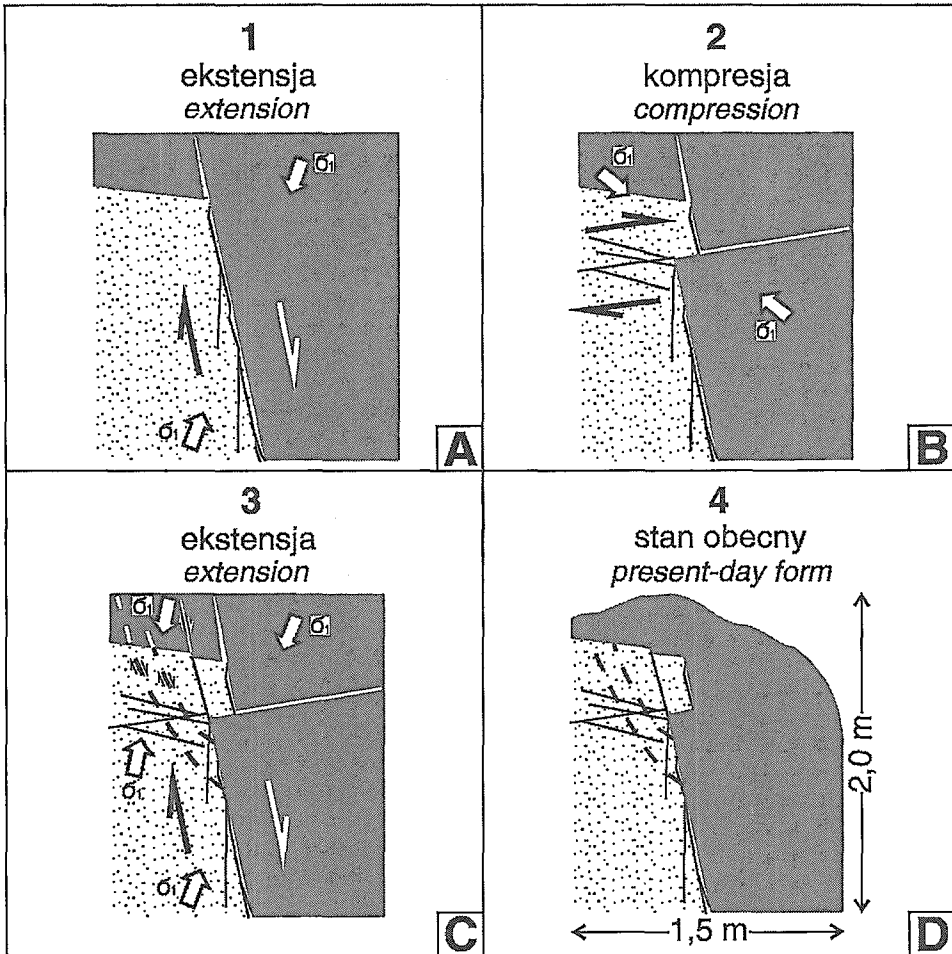
Kenozoiczne, a ściślej mówiąc neogeńskie ruchy tektoniczne w rowie Lubstowa zapisały się deformacjami udokumentowanymi przez autora niniejszej pracy w odkrywce Lubstów, należącej do KWB Konin. Są to: uskoki o kątach upadu 40–85°, fleksury oraz warstwy o kątach upadu mieszczących się w przedziale od 10 do 30° (Widera 1998, 2000b), a nawet od 35 do 45°. Dyslokacje nieciągłe oraz ciągłe przedstawiono na: ryc. 61, 62, pl. VI i VII. Najliczniejszą grupę mezostruktur tektonicznych stanowią uskoki normalne, występujące pojedynczo bądź w zespołach (ryc. 61).

Zaobserwowany w N części odkrywki uskok odznacza się największym spośród wszystkich analizowanych dyslokacji zrzutem przekraczającym 5 m (ryc. 61A, 61B). Czytelność tej dyslokacji może być porównywana z powszechnie znanym uskokiem z Czatkowic koło Krzeszowic, chociaż rozwiniętym w osadach innego typu i wieku (Dżułyński [w:] Jaroszewski 1986). Przykład zespołu uskoków przedstawiono na rycinach 61C i 61D. Dodatkowymi wskaźnikami kinematycznymi są spękania pierzaste (Riedla), które towarzyszą wspomnianym powierzchniom uskokowym i dowodzą, że są to uskoki normalne (pl. VI: E; Widera i in. 2005). Tego typu zdyslokowanie osadów można nazwać stopniami uskokowymi (Jaroszewski 1981) lub blokami schodowymi (Oberc 1980). W odkrywce Lubstów stwierdzono też uskoki normalne, tworzące niewielkie zręby tektoniczne (ryc. 61 E, 61F). W tym przypadku powierzchnie uskokowe zapadają w dwóch przeciwnych kierunkach, czyli są rozwinięte wzdłuż spękań komplementarnych (Jaroszewski 1972, 1981, 1986; Mierzejewski 1992; Billings 2004). Największa struktura zrębowa o kilkumetrowych zrzutach oraz odstępach między powierzchniami uskokowymi od kilkunastu do kilkadziesiątu metrów została udokumentowana w osiowej części rowu Lubstowa (Widera 1998). Inne interesujące struktury tektoniczne, ukazujące ich bogactwo i różnorodność, zaprezentowano dodatkowo na planszach (pl. VI, VII). Wszystkie fotografie przedstawiają cechę wyróżniającą kolejne struktury od pozostałych. Warto zwrócić szczególną uwagę na spękania pierzaste (pl. VI: E), które są też nazywane spękaniem Riedla, kulisowymi lub *en échelon* (Jaroszewski 1972, 1981; Mierzejewski 1992; Billings 2004; Atmaoui i in. 2006), oraz na uskoki homo- i antytetyczne (pl. VII: A–C). Ostatnie z nich zmniejszają hipsometryczny efekt nachylenia warstw (Oberc 1980; Jaroszewski 1981).



Ryc. 62. Struktura tektoniczna o złożonym rozwoju kinematycznym z rowu Lubstowa: A. Spękania oraz uskoki normalne i odwrócone (lipiec 2004 r.); B. Szkic interpretacyjny fotografii „A”; C. Spękania oraz uskoki normalne i odwrócone (sierpień 2004 r.); D. Szkic interpretacyjny fotografii „C”
R – niskokątowe spękania Riedla; *R'* – wysokokątowe spękania Riedla; inne objaśnienia na ryc. 61

Fig. 62. Tectonic structure with complex kinematic evolution from the Lubstów Graben: A. Normal, reverse faults and shears (July 2004); B. Interpretative sketch of photograph “A”; C. Normal, reverse faults and shears (August 2004); D. Interpretative sketch of photograph “C”
R – low-angle Riedel shears; *R'* – high-angle Riedel shears; Other explanations in Fig. 61



Ryc. 63. Model rozwoju kinematycznego struktury tektonicznej z rowu Lubstowa pokazanej na ryc. 62: A. Pierwszy etap rozwijający się w reżimie ekstensyjnym; B. Drugi etap rozwijający się w reżimie kompresyjnym; C. Trzeci etap rozwijający się w reżimie ekstensyjnym; D. Czwarty, współczesny etap obserwowany w lipcu i sierpniu roku 2004

Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 61 i w tekście

Fig. 63. Model for kinematic evolution of tectonic structure from the Lubstów Graben shown in Fig. 62: A. First stage developing in the extensional regime; B. Second stage developing in the compressional regime; C. Third stage developing in the extensional regime; D. Fourth, present-day stage observed in July and August 2004

Other explanations in Fig. 61 and in text

Najbardziej interesującą pod względem geometrycznym i kinematycznym strukturę tektoniczną udokumentowano w osiowej części rowu Lubstowa (ryc. 62). Została ona poddana dwukrotnym bardzo szczegółowym

analizom mezostrukturalnym, co zaowocowało dostrzeżeniem wielu generacji uskoków i spękań (ryc. 62B, 62D). Ewolucja wyżej opisanej struktury tektonicznej wydaje się być dość złożona, rozwinięta w zmiennym polu naprężeń. W przypadku omawianej mezostruktury można wskazać przynajmniej 3 etapy jej rozwoju tektonicznego (ryc. 63). Można stwierdzić, że wieloetapowa ewolucja tej struktury w stopniu najbardziej zbliżonym odzwierciedla bardzo skomplikowany rozwój tektoniczny rowu Lubstowa.

3.2. Inne rowy

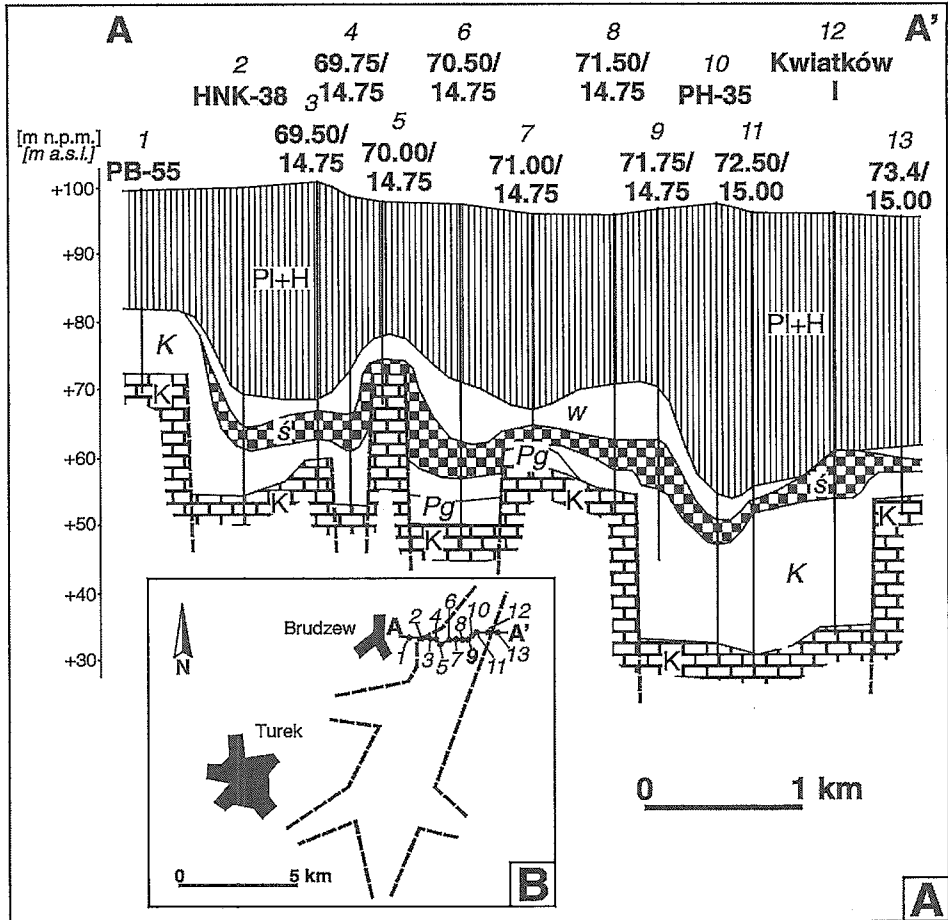
Kenozoiczna ewolucja elewacji konińskiej nierozzerwalnie łączy się z rozwojem rowów tektonicznych na jej powierzchni (Widera 1997b, 1998). Oprócz rowu Lubstowa na obszarze elewacji konińskiej występują następujące rowy tektoniczne: Adamowa, Piasków, Bilczewa-Drzewc, Władysławowa, Kleczewa i Niesłusza-Gosławic (por.: ryc. 7). Rozwój wymienionych rowów nie rozpoczął się jednak w tym samym czasie. Dlatego osobno zostaną omówione rowy, których ewolucja tektoniczna rozpoczęła się w paleoenie i te, których rozwój nastąpił dopiero w neoenie.

3.2.1. Rowy Adamowa, Piasków i Bilczewa-Drzewc

Rów Adamowa rozciąga się na E od Turku i Brudzewa, przyjmując orientację SSW–NNE (ryc. 64B). Jego długość wynosi około 13 km, a szerokość zmienia się od ponad 3 km w części S do poniżej 2 km w części N. Na mapie hipsometrycznej stropu elewacji konińskiej rów Adamowa zaznacza się jako rozległe paleoobniżenie otoczone ze wszystkich stron wyniesionymi wysoko skałami mezozoiku do rzędnych od 80 do 100 m n.p.m. Natomiast dno rowu zapada w kierunku N, gdzie osiąga rzędne poniżej 25 m n.p.m. Zatem, głębokość rowu Adamowa mieści się w przedziale od 55 do 75 m.

Na obszarze rowu Adamowa, dzięki danym otrzymanym z ponad 1500 otworów wiertniczych, udokumentowano 4 złoża węgla brunatnego: Adamów, soczewa Krwony, Koźmin S i Koźmin N (Czarnik 1972; Kozuła 1998). Bogata dokumentacja wiertnicza w połączeniu z odsłoniętym pełnym profilem kenozoiku sprawiła, że skutki tektonicznej aktywności rowu Adamowa mogą być interpretowane z dużą dokładnością (ryc. 64, 65).

Zrzuty uskoków ramowych rowu Adamowa sięgają 20–30 m (ryc. 64A). Jednak jeszcze większe zrzuty osiągają uskoki wyznaczające dwa paleozręby znajdujące się w osiowych częściach rowu. Skutkuje to urozmaiceniem miąż-



Ryc. 64. Rów Adamowa: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii A-A'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej A-A'; Pg - paleogen, K - formacja koźmińska
Inne objaśnienia jak na ryc. 48

Fig. 64. Adamów Graben: A. Simplified geological cross-section along the line A-A'; B. Outline the graben with location of the cross-section A-A'; Pg - Paleogene, K - Koźmin Formation
Other explanations in Fig. 48

szości kolejnych wydzieleni litostratygraficznych, a w konsekwencji ich bardzo zróżnicowaną pozycją hipsometryczną.

Pierwsze kenozoiczne ruchy obniżające, obejmujące tylko N segmenty rowu Adamowa, miały miejsce zapewne w paleogenie. Dowodzi tego obecność osadów wszystkich 3 dolnooligocenkich formacji. Kolejny etap ewolucji tektonicznej odpowiada sedymentacji formacji koźmińskiej (AC > 140%)

Tabela 16. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej A–A' (ryc. 64)

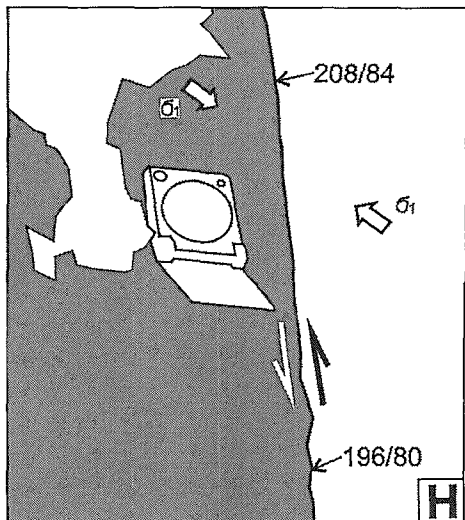
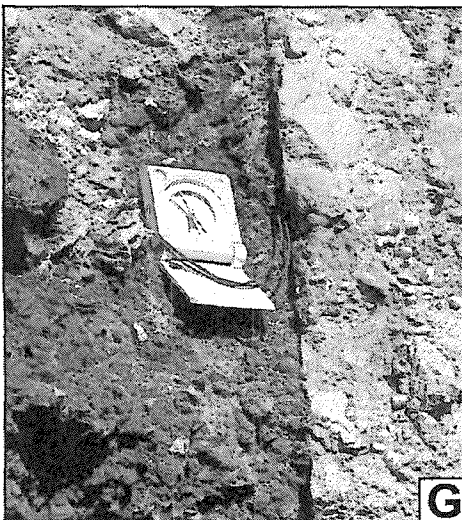
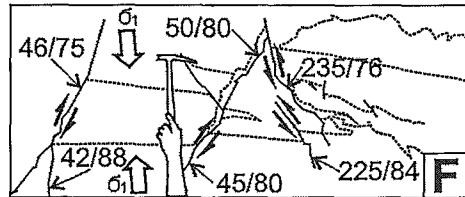
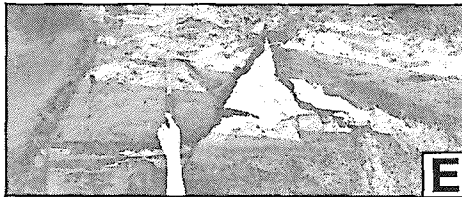
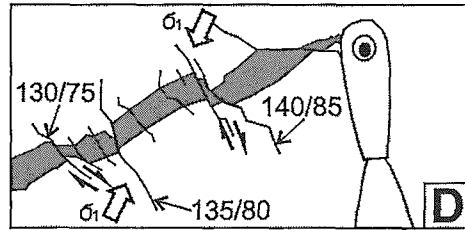
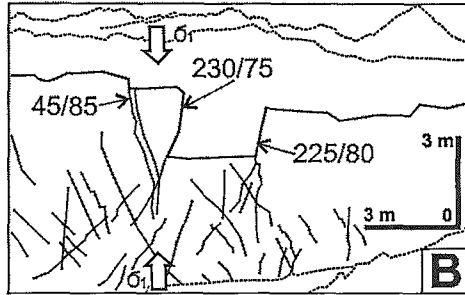
Table 16. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section A–A' (Fig. 64)

Miąższość jednostek litostratigraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>	Formacja (fn.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>			
	paleogen	fn. koźmińska	fn. poznańska	
			og. środkowopolskie	og. wielkopolskie
1	0,0	8,6	0,0	0,0
2	0,0	6,0	3,0	5,0
3	0,0	1,5	4,7	1,3
4	0,0	7,5	4,8	7,2
5	0,0	0,0	1,3	2,6
6	3,2	2,8	5,5	6,5
7	1,8	0,0	3,0	2,8
8	0,0	3,0	4,6	7,7
9	0,0	>4,0	9,0	7,0
10	0,0	14,0	3,0	4,0
11	0,0	21,4	2,2	1,0
12	0,0	18,7	6,4	0,0
13	0,0	1,7	1,9	1,0
Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>	∞	> 140	450	820?

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Adamowa zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 64B)

Data derived from boreholes located outside the Adamów Graben are typed in bold (Fig. 64B)

(tab. 16). Doszło wtedy do bardzo nierównomiernej subsydencji i równoczesnego powstania zrębów w jego strefie osiowej. Dlatego formacja koźmińska w najgłębszych częściach rowu Adamowa ma miąższość przekraczającą 30 m, a nad zrębami jej nie ma, co znacznie zaniża uzyskane wartości współczynnika agradacji (ryc. 64A). Dodatkowym argumentem potwierdzającym skokowe obniżenie osiowych części rowu Adamowa względem jego otoczenia są struktury sedymentacyjne. Obecność m.in. warstwowań przekątnych rynnowych w dużej skali może świadczyć o gwałtownym wzroście energii strumieni wodnych spływających na obszar obniżającego się rowu (por.: ryc. 32A). Należy dodać, że na obszarze ramowym formacja koźmińska często jest zerodowana, rzadko osiągając miąższość kilkunastu metrów. Trzeci etap, możliwy do jakościowego i ilościowego wyznaczenia, miał miejsce w okresie sedymentacji ogniwa środkowopolskiego. W tym czasie powstał przede wszystkim I środkowopolski – koniński pokład węglowy. Wartość AC = 450%, jest zapewne przeszacowana, gdyż zarówno na skrzydłach rowu, jak i nad zrębami w jego obrębie miąższości ogniwa środkowopolskiego są silnie zredukowane (ryc. 64A). Z tych samych powodów, jak w przypadku



wcześniej omawianych rowów, ogniwo wielkopolskie nie nadaje się do analizy paleotektonicznej (Widera 2004; Widera i in. 2004).

Wśród wszystkich wielkopolskich rowów tektonicznych rów Adamowa wyróżnia się występowaniem odsłoneń skał kredowych w swojej osiowej strefie. Po raz pierwszy udało się prześledzić wykształcenie osadów górnej kredy, zbudowanych głównie z gezu i margli. W skałach tych stwierdzono uporządkowanie spękań, cios ortogonalny (ryc. 65A, 65B). Wyróżniono 4 zespoły, które układają się w 2 systemy spękań (NE-SW i NW-SE) (ryc. 65A, 65B, pl. VIII: A). Taki porządek spękań jest typowy dla antyklin z poprzecznego zginania (Chain 1974). Zginanie zachodziło wzdłuż kierunków NE-SW i NW-SE. Najprawdopodobniej oba systemy spękań rozwijały się w tym samym czasie, co można wiązać z parciem soli ku górze, powodującym w skałach mezozoicznego nadkładu tensję w obu kierunkach. Przedstawiona hipoteza wymaga jednak dalszych studiów. Warto jeszcze podkreślić, że strop mezozoiku nie jest pocięty pojedynczymi uskokami o wielometrowych zrzutach, ale licznymi dyslokacjami o zrzutach wyrażonych w centymetrach lub decymetrach (ryc. 65A, 65B).

Orientacja dyslokacji w spągowych partiach osadów kenozoicznych jest taka sama, jak jednego lub dwóch z wyżej omówionych zespołów spękań w skałach mezozoicznych (ryc. 65C-65H, pl. VIII). Natomiast nieciągłości tektoniczne wśród osadów formacji koźmińskiej są nieuporządkowane, utworzone w warunkach kompresyjnych (por.: Oberc 1980). Są to wyłącznie

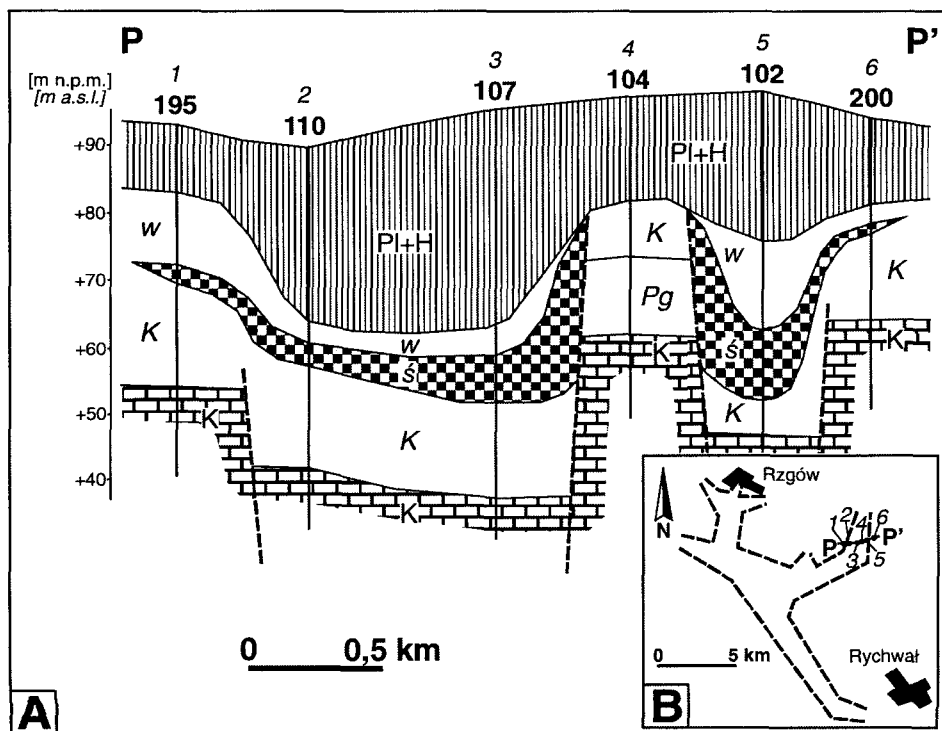
←
Ryc. 65. Spękania, uskoki normalne i odwrócone w różnej skali z rowu Adamowa – odkrywka Koźmin S: **A.** Fotografia dwóch zespołów spękań tworzących jeden system spękań w gezach i marglach wieku mastrychckiego (czerwiec 2005 r.); **B.** Szkic interpretacyjny fotografii „A”; **C.** Fotografia zespołu uskoczków normalnych w małej skali, przecinających uwęglony fragment drewna (sierpień 2004 r.); **D.** Szkic interpretacyjny fotografii „C”; **E.** Fotografia dwóch zespołów uskoczków normalnych i odwróconych w małej skali (sierpień 2004 r.); **F.** Szkic interpretacyjny fotografii „E”; **G.** Fotografia uskołu odwróconego w dużej skali, ukazująca kontakt tektoniczny między pokładem węgla brunatnego a piaskami podwęglowymi (lipiec 2005 r.); **H.** Szkic interpretacyjny fotografii „G”

Objaśnienia jak na ryc. 61

Fig. 65. Shears, normal and reverse faults in different scale from the Adamów Graben – Koźmin S open-cast: **A.** Photograph of two set of shears creating a system of shears in the Maastrichtian gaizes and marls (June 2005); **B.** Interpretative sketch of photograph “A”; **C.** Photograph of a set of normal faults in small scale cutting the coalified fragment of wood (August 2005); **D.** Interpretative sketch of photograph “C”; **E.** Photograph of two sets of reverse faults creating in small scale (August 2004); **F.** Interpretative sketch of photograph “E”; **G.** Photograph of a reverse fault in large scale showing tectonic contact between lignite seam and sub-lignite sands (July 2005); **H.** Interpretative sketch of photograph “G”

Explanations in Fig. 61

uskoki odwrócone, które zapadają w dwóch przeciwnych kierunkach, tj. na NE i SW (ryc. 65E, 65F, pl. VIII: B). Ponadto, w piaskowcach formacji koźmińskiej stwierdzono również szczeliny o rozwarości do 4 cm (pl. VIII: C-D). Dowodzi to aktywności tektonicznej rowu Adamowa po zsylikowaniu piasków, a więc w czasie sedymentacji wyżej zalegającego I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego. Warty odnotowania jest udokumentowanie w dwóch miejscach odkrywki Koźmin S kontaktu, wzdłuż powierzchni nieciągłości, między piaskami formacji koźmińskiej a węglami brunatnymi I środkowopolskiego pokładu. W pierwszym przypadku uskoki powstał w sposób naturalny, w wyniku ruchów tektonicznych (ryc. 65E, 65F), natomiast w drugim przypadku „uskok” jest skutkiem działalności górniczej (pl. VIII: E).



Ryc. 66. Rów Piasków: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii P-P'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej P-P'

Objaśnienia jak na ryc. 48 i 64

Fig. 66. Piaski Graben: A. Simplified geological cross-section along the line P-P'; B. Outline of the graben with location of the cross-section P-P'

Explanations in Fig. 48 and 64

Rów Piasków znajduje się w SW części elewacji konińskiej (ryc. 7), między Rzgowem a Rychwałem (ryc. 66B). Kształt rowu jest palczasty, z główną rozciągłością NW-SE oraz kierunkami podrzędnymi NNE-SSW i ENE-WSW. Najdłuższa część rowu Piasków, o orientacji NW-SE, ma około 12 km długości. Natomiast jego szerokość wynosi średnio 1–2 km, przekraczając 2 km tylko w segmencie centralnym (ryc. 66B). Podobieństwo segmentu rowu Piasków, prezentowanego na rycinie 66A, jest bardzo duże do N segmentu rowu Adamowa (ryc. 64). Przede wszystkim wewnątrz obu rowów występują paleozręby, wzdłuż których zrzuty są często większe niż wzdłuż uskoków ramowych. Równie duże są deniwelacje powierzchni strukturalnych kolejnych jednostek litostratygraficznych (ryc. 66A). Jednakże pewne różnice ujawniają się w zasięgu lateralnym i w miąższości osadów, co należy łączyć z diachronizmem oraz intensywnością ruchów tektonicznych.

W przypadku rowu Piasków można dowieść istnienia tylko dwóch etapów w jego kenozoicznej ewolucji. Subsycjencja niektórych części rowu Piasków rozpoczęła się już w paleogenie. Ciekawym spostrzeżeniem wydaje się być fakt, że podczas sedymentacji formacji koźmińskiej, w przeciwieństwie do rowu Adamowa, rów Piasków wraz z otoczeniem podlegał wyłącznie ruchom epejrogenicznym. Oznacza to, że rów w tym czasie się nie rozwijał, gdyż średnia grubość formacji koźmińskiej w rowie i na jego skrzydłach jest równa (AC = 99%). Natomiast dla ogniwa środkowopolskiego, zawierającego I środkowopolski pokład węglowy, wartość współczynnika agradacji wzrasta powyżej 170% (tab. 17). Zatem czas sedymentacji ogniwa środkowopolskiego odpowiada jednocześnie drugiemu i ostatniemu etapowi rozwoju rowu Piasków.

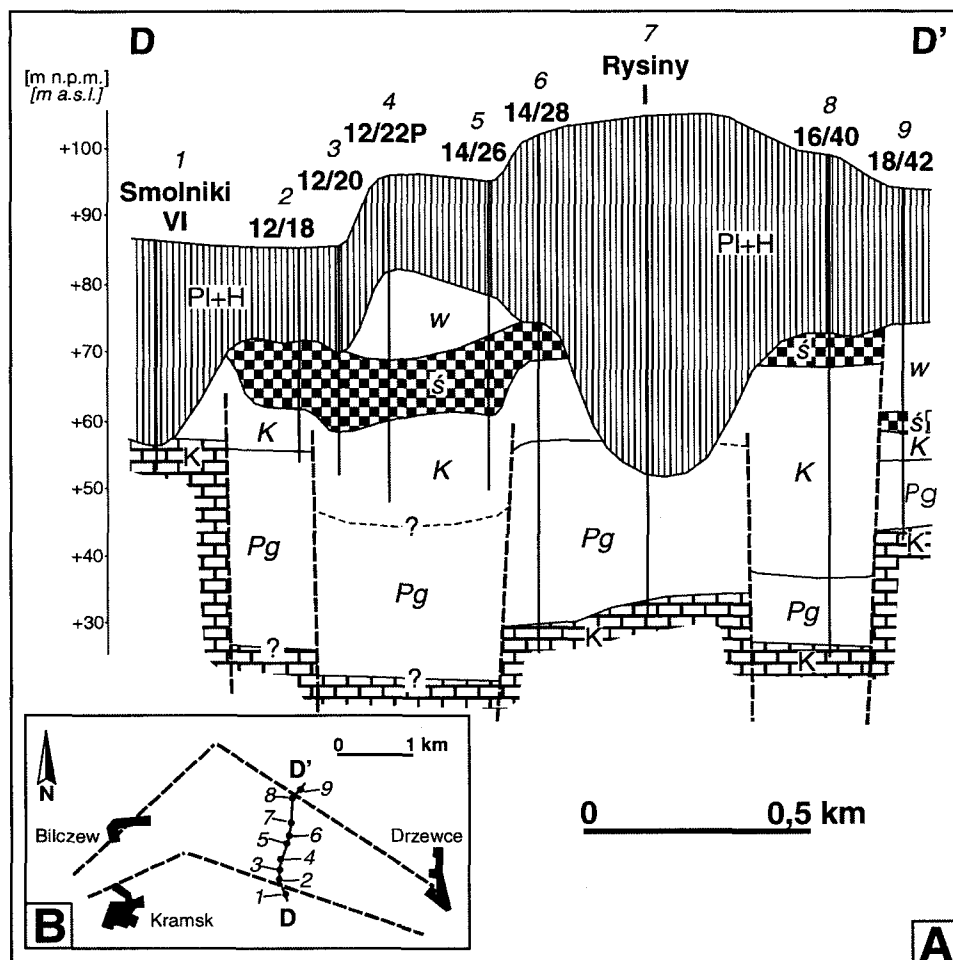
Tabela 17. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej P-P' (ryc. 66)

Table 17. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section P-P' (Fig. 66)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>						Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	4	5	6	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	9,9	1,7	3,7	0,0	11,2	3,3	60,0
	og. środkowo- polskie	4,9	3,0	7,7	0,0	7,8	0,4	> 170
fm. koźmińska		14,2	16,7	14,7	8,6	9,5	11,1	99
paleogen		0,0	0,0	0,0	10,0	0,0	0,0	∞

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Piasków zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 66B)

Data derived from boreholes located outside the Piaski Graben are typed in bold (Fig. 66B)



Ryc. 67. Rów Bilczewa-Drzewce: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii D-D'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej D-D'

Objaśnienia jak na ryc. 48 i 64

Fig. 67. Bilczew-Drzewce Graben: A. Simplified geological cross-section along the line D-D'; B. Outline the graben with location of the cross-section D-D'

Explanations in Fig. 48 and 64

Rów Bilczewa-Drzewce położony jest około 10 km na W od Konina (ryc. 7), między Bilczewem, Kramskiem i Drzewcami (ryc. 67B). Składa się z dwóch odnog o orientacji SW-NE i NW-SE. Jego długość, mierzona wzdłuż strefy osiowej, wynosi około 6 km, a szerokość mieści się w przedziale od 0,5 do 2 km (ryc. 67B).

W tym przypadku kompletność stratygraficzna osadów w rowie jest taka sama, jak w rowach Adamowa i Piasków. Paleogen, o względnie dużych miąższościach, wypełnia rów, a także został nawiercony w niektórych otworach na obszarze ramowym (ryc. 67A). Warto zwrócić uwagę na niską pozycję hipsometryczną ogniwa środkowopolskiego i wielkopolskiego na N skrzydle rowu Bilczewa-Drzewc. Jest rzeczą unikatową, by gdziekolwiek na obszarze elewacji konińskiej I środkowopolski pokład węglowy zalegał wyżej w rowie tektonicznym niż w jego otoczeniu (ryc. 67A).

Tabela 18. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej D-D' (ryc. 67)

Table 18. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section D-D' (Fig. 67)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratygraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>									Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	0,0	0,0	0,0	13,5	5,0	0,0	0,0	0,0	13,9	40,0
	og. środkowopolskie	0,0	10,0	11,5	9,5	12,5	5,0	0,0	4,9	1,9	800
fm. koźmińska		0,0	6,8	>16,1	>11,0	>10,1	11,5	0,0	30,0	4,0	> 610
paleogen		0,0	?	?	?	?	17,3	21,5	11,0	10,8	>130

Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Bilczewa-Drzewc zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 67B)

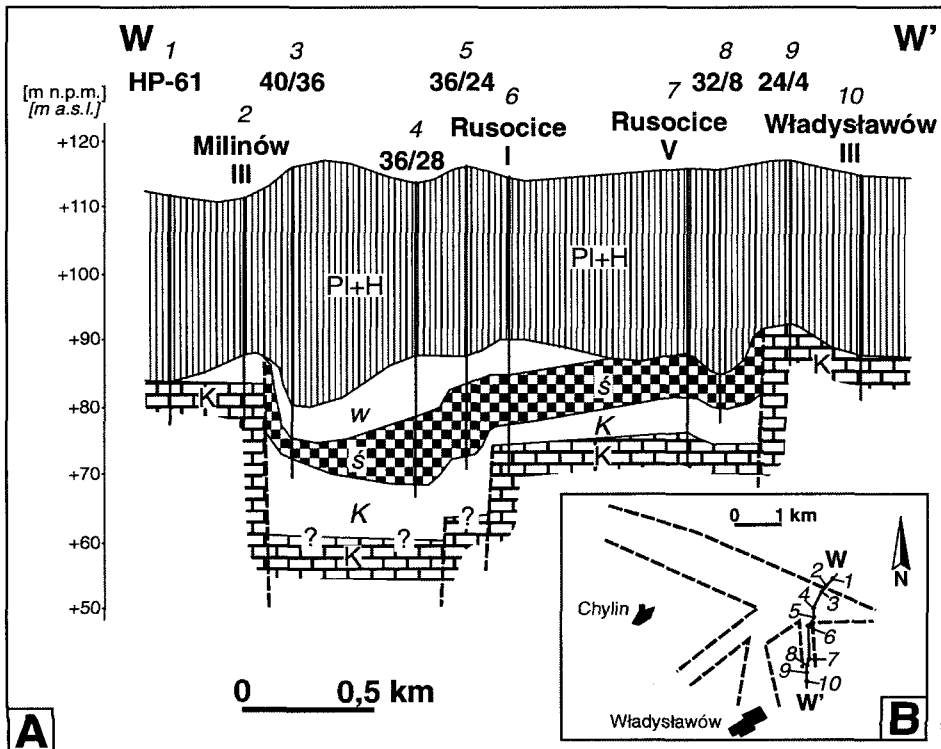
Data derived from boreholes located outside the Bilczew-Drzewce Graben are typed in bold (Fig. 67B)

Pierwszy etap rozwoju rowu Bilczewa-Drzewc miał miejsce w paleogenie, w dolnym oligocenie. Dowodzą tego wartości współczynnika agradacji ($AC \geq 130\%$) (tab. 18). Drugi etap zaznaczył się podczas sedymentacji formacji koźmińskiej ($AC > 610\%$). W tym przypadku wartość współczynnika może być zawyżona, gdyż formacja koźmińska została lokalnie zerodowana na obszarze ramowym (ryc. 67A). Kolejny etap przyspieszonej subsydencji rowu odpowiada depozycji ogniwa środkowopolskiego ($AC = 800\%$). Pomimo trudnych do oszacowania niedokładności obliczeń otrzymany wynik można uznać za realny z geologicznego punktu widzenia. Jeszcze jeden etap rozwoju rowu miał miejsce po osadzeniu się ogniwa środkowopolskiego. Tym razem były to ruchy inwersyjne, powodujące obniżenie N skrzydła rowu względem jego osiowych części (ryc. 67A). Natomiast wartość $AC = 40\%$, otrzymana dla ogniwa wielkopolskiego, jest przypadkowa i nie dowodzi istnienia 4. etapu ewolucji rowu Bilczewa-Drzewc (tab. 18).

3.2.2. Rowy: Władysławowa, Kleczewa i Niesłusza-Gosławic

Wspólną cechą rowów Władysławowa, Kleczewa i Niesłusza-Gosławic jest brak osadów paleogeńskich. Dlatego są to negatywne paleoobniżenia stropu elewacji konińskiej, których ewolucja tektoniczna zachodziła wyłącznie w neogenie. W wymienionych rowach można wyróżnić tylko 2 formacje wśród kenozoicznych osadów podplejstoczeńskich, tj. formację koźmińską i formację poznańską, która dzieli się na ogniwo środkowopolskie oraz ogniwo wielkopolskie (ryc. 68, 69).

Rów Władysławowa znajduje się na SE, a rowy Kleczewa i Niesłusza-Gosławic na N od Konina (ryc. 7). Rów Władysławowa zlokalizowany jest



Ryc. 68. Rów Władysławowa: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii W-W'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej W-W'

Objaśnienia jak na ryc. 48 i 64

Fig. 68. Władysławów Graben: A. Simplified geological cross-section along the line W-W'; B. Outline the graben with location of the cross-section W-W'

Explanations in Fig. 48 and 64

w pobliżu Chylina i Władysławowa (ryc. 68B), rów Niesłusza-Gosławic obejmuje N dzielnicę Konina (por.: ryc. 7), a rów Kleczewa położony jest między miejscowościami: Kazimierz Biskupi, Kleczew i Ślesin (ryc. 69B). Pomimo bliskości rowów Kleczewa i Niesłusza-Gosławic budowa geologiczna rowu Niesłusza-Gosławic jest uderzająco podobna do budowy rowu Władysławowa. Przejawia się to głównie w niewielkiej miąższości osadów wypełniających oba rowy oraz w wysoko wyniesionych skałach podłoża mezozoicznego. Dlatego charakterystykę rowu Władysławowa można uznać za reprezentatywną również dla rowu Niesłusza-Gosławic.

Grubość podplejstocenijskich osadów kenozoicznych nie przekracza 20–30 m wewnątrz rowu Władysławowa. Miąższość ogniwa środkowopolskiego, zbudowanego głównie z węgla I środkowopolskiego pokładu, jest często większa niż grubość formacji koźmińskiej i miejscami stanowi ponad połowę profilu (ryc. 68A). Na obszarze ramowym osady tak formacji koźmińskiej, jak i formacji poznańskiej są zachowane sporadycznie. Zapewne częściowo jest to spowodowane wysoką pozycją hipsometryczną stropu mezozoiku na skrzydłach rowu oraz niewielką pierwotną miąższością osadów. Można jednak sądzić, że to lądolody skandynawskie i ich wody roztopowe odegrały główną rolę w zniszczeniu neogeńskich osadów podplejstocenijskich w otoczeniu rowu Władysławowa.

Wyróżnienie etapów tektonicznego rozwoju rowu Władysławowa ma jedynie charakter jakościowy, gdyż na obszarze ramowym brak jest odpowiedników litostratygraficznych osadów wypełniających wnętrze rowu. Dlatego można wskazać tylko dwa etapy rozwoju tektonicznego rowu Władysławowa. Pierwszy etap został zapoczątkowany na przełomie paleogenu i neogenu wraz z rozpoczęciem sedymentacji formacji koźmińskiej. Dowodzą tego pośrednio wspomniane już struktury sedymentacyjne, tj. warstwowania przekątne rynnowe w dużej skali, zaobserwowane wśród spągowych partii formacji koźmińskiej w odkrywcę Koźmin S (ryc. 32A). Wartości współczynnika agradacji ($AC \gg 290\%$), wyliczonego dla formacji koźmińskiej, nie należy traktować zbyt poważnie (tab. 19). Rozwój rowu został zahamowany lub bardzo spowolniony u schyłku sedymentacji formacji koźmińskiej. Wtedy w jego osiowych częściach doszło do zmiany charakteru sedymentacji z aluwialnej – piaszczystej na bagienną – torfową. Powstanie pokładu węglowego, o grubości od kilku do kilkunastu metrów, wewnątrz rowu (ryc. 68A) stanowi podstawę do wyróżnienia drugiego etapu rozwoju tektonicznego. Zatem, w czasie sedymentacji ogniwa środkowopolskiego osiowe części rowu Władysławowa uległy dużo większej subsydencji niż jego otoczenie.

Rów Kleczewa obejmuje NW skłon elewacji konińskiej (ryc. 7). Dlatego podłoże mezozoiczne zapada w tym kierunku, co sprawia, że miąższość

Tabela 19. Wartości współczynnika agradacji obliczone wzdłuż linii przekrojowej W-W' (ryc. 68)

Table 19. Values of aggradation coefficient calculated along cross-section W-W' (Fig. 68)

Formacja (fm.) lub ogniwo (og.) <i>Formation or Member</i>		Miąższość jednostek litostratigraficznych w otworach [m] <i>Thickness of the lithostratigraphic units in boreholes [m]</i>										Współczynnik agradacji [%] <i>Aggradation coefficient [%]</i>
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
fm. poznańska	og. wielkopolskie	0,0	0,0	5,4	8,9	3,8	5,2	0,0	0,0	0,0	0,0	∞
	og. środkowo- polskie	0,0	0,0	2,6	10,1	11,1	8,3	8,0	5,5	0,0	0,0	∞
fm. koźmińska		0,0	3,5	>1,8	>1,5	>2,0	3,0	4,5	>3,0	0,0	0,0	≥ 290
paleogen		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-

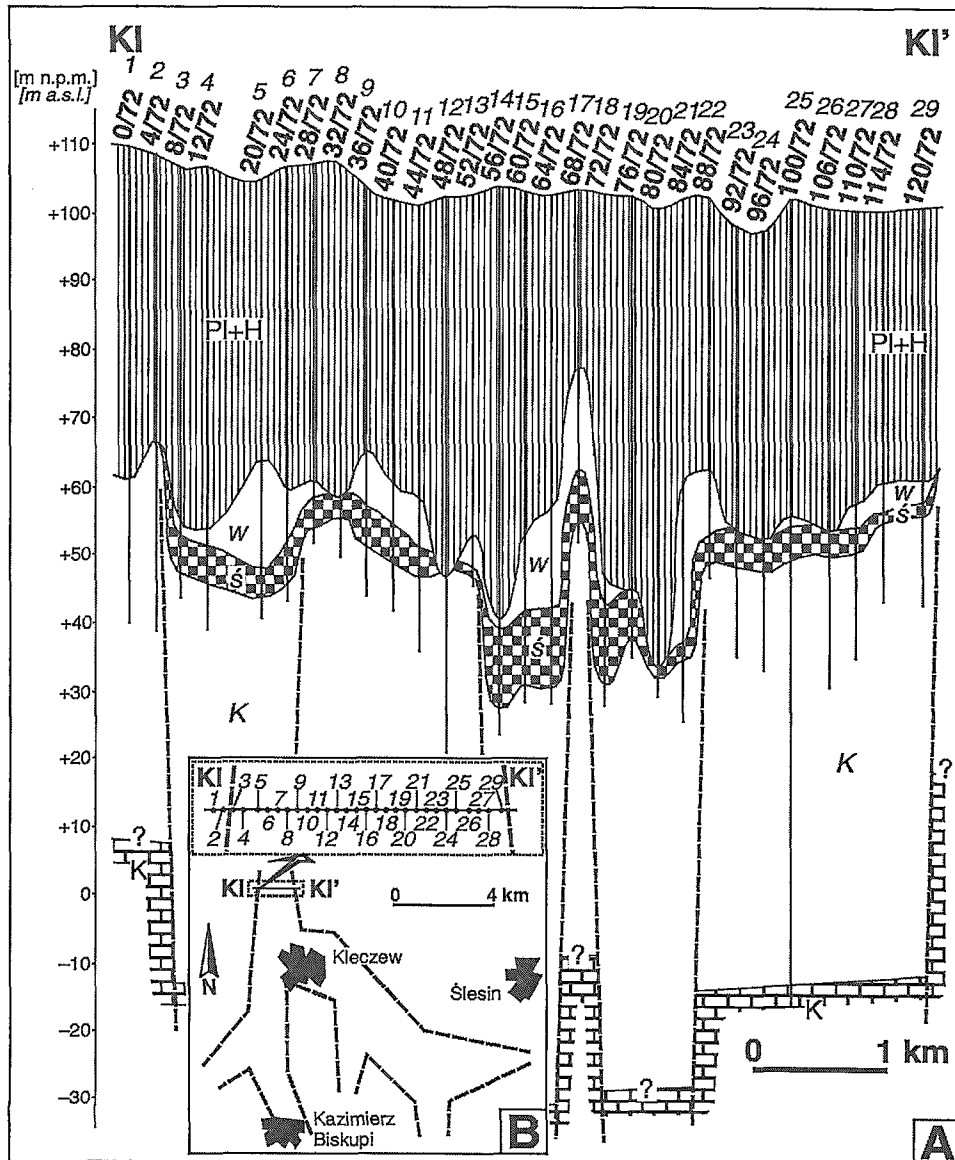
Dane z otworów wiertniczych położonych na zewnątrz rowu Władysławowa zaznaczono pismem półgrubym (ryc. 68B)

Data derived from boreholes located outside the Władysławów Graben are typed in bold (Fig. 68B)

neogenu podplejstoczeńskiego również wzrasta w kierunku NW. Charakterystyczna dla rowu Kleczewa jest kilkudziesięciometrowa miąższość formacji koźmińskiej, niekiedy sięgająca 80 m (ryc. 69A). Poza tym deniwelacje spągu i stropu ogniwa środkowopolskiego, głównie I środkowopolskiego – konińskiego pokładu węglowego, w niektórych częściach rowu przekraczają 20 m. Poprzez analogię do innych rowów elewacji konińskiej stwierdzono, stosując metodę omówioną szczegółowo w rozdziale II.2.1, że wspomniane deniwelacje spągu pokładu węglowego występują nad dyslokacjami w mezozoicznym podłożu rowu Kleczewa (ryc. 69A).

Obliczenia współczynnika agradacji dla rowu Kleczewa z oczywistych względów nie znajdują żadnego uzasadnienia. Dlatego etapy rozwoju tektonicznego rowu można określić jedynie jakościowo, podobnie jak uczyniono to powyżej w przypadku rowu Władysławowa. Również taki sam musi być tok rozumowania uzasadniający wyróżnienie tylko dwóch etapów ewolucji rowu Kleczewa. Pierwszy etap obejmuje więc sedymentację formacji koźmińskiej, a drugi sedymentację ogniwa środkowopolskiego.

Skutki ruchów tektonicznych w rowie Kleczewa nie są tak czytelne, jak w rowach Lubstowa i Adamowa. Udało się jednak stwierdzić zarówno ciągłe, jak i nieciągłe deformacje w odkrywce Kazimierz N, która obejmuje środkowy segment południkowo zorientowanej W odnogi rowu Kleczewa (ryc. 69B). Ciągłe dyslokacje osadów manifestują się w zafałdowaniu, a przede wszystkim we fleksuralnym wygięciu stropu piasków powęglowych formacji koźmińskiej i spągu I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnych. Stwierdzono także niezbyt liczne struktury nieciągłe (ryc. 70). Są to drobne uskoki występujące w stropowych warstwach piasków powęglowych, o zrzu-

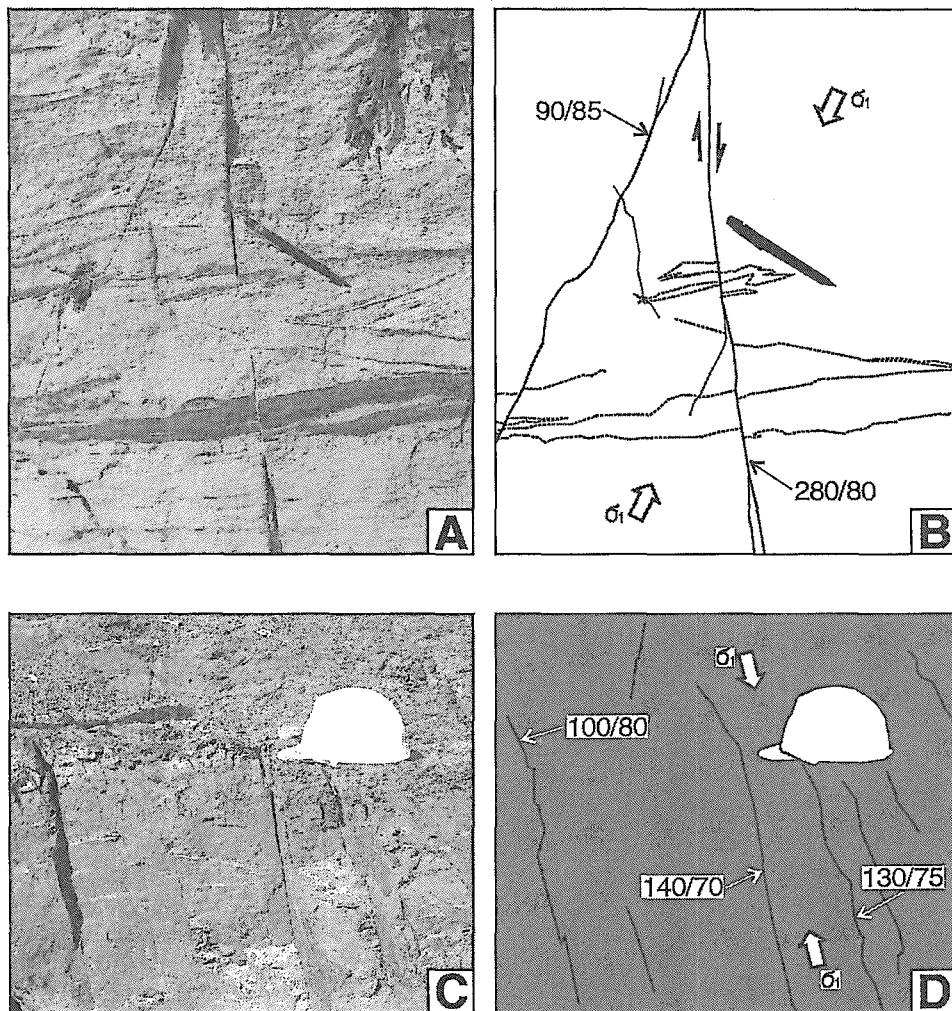


Ryc. 69. Rów Kleczewa: A. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii KI-KI'; B. Zarys rowu z lokalizacją linii przekrojowej KI-KI'

Objaśnienia jak na ryc. 48 i 64

Fig. 69. Kleczew Graben: A. Simplified geological cross-section along the line KI-KI'; B. Outline the graben with location of the cross-section KI-KI'

Explanations in Fig. 48 and 64



Ryc. 70. Spękania i uskoki normalne w różnej skali z rowu Kleczewa – odkrywka Kazimierz N: A. Fotografia dwóch uskoków normalnych w małej skali w piaskach podwęglowych (sierpień 2004 r.); B. Szkic interpretacyjny fotografii „A”; C. Fotografia spęknięć w dużej skali w węglach brunatnych (sierpień 2004 r.); D. Szkic interpretacyjny fotografii „C”

Objaśnienia jak na ryc. 61

Fig. 70. Shears and normal faults in different scale from the Adamów Graben – Koźmin S open-cast: A. Photograph of two normal faults in small scale in sub-lignite sands (August 2005); B. Interpretative sketch of photograph “A”; C. Photograph of shears in large scale in lignites (August 2005); D. Interpretative sketch of photograph “C”

Explanations in Fig. 61

tach nieprzekraczających 2 cm (ryc. 70A, 70B). Wyżej, w spągowych partiach pokładu węglowego, zaobserwowano wyłącznie spękania i szczeliny, których rozwartość dochodziła do 1 cm (ryc. 70C, 70D). Wśród uskoków, spękań i szczelin dominują upady w kierunku na W i na E, czyli prostopadłe do rozciągłości środkowego segmentu rowu Kleczewa (ryc. 70B). Niektóre spękania i szczeliny zapadają również w kierunku SW, tj. skośnym do wyżej wspomnianego (ryc. 70D).

Omawiane deformacje nieciągłe występują strefowo i najczęściej ponad fleksuralnymi wygięciami stropu piasków powęglowych. Natomiast fleksury są przeważnie zlokalizowane nad dyslokacjami i/lub deniwelacjami w stropie mezozoiku. Dlatego istnieją uzasadnione podstawy, poprzez analogię do odkrywki Koźmin S, że w głębszych warstwach piasków podwęglowych występują uskoki główne o większych zrzutach. Zarówno obserwacje terenowe, jak i eksperymenty dowodzą, że uskoki główne ku górze rozwidlają się na liczne uskoki drugorzędne, trzeciorzędne itd., a te przechodzą we fleksury, spękania i szczeliny (Jaroszewski 1972, 1981; Mitra, Islam 1994; Vanneste in. 1999; Billings 2004; Lagabrielle i in. 2005; van der Zee, Urai 2005; Atmaoui i in. 2006; Neuwerth in. 2006).

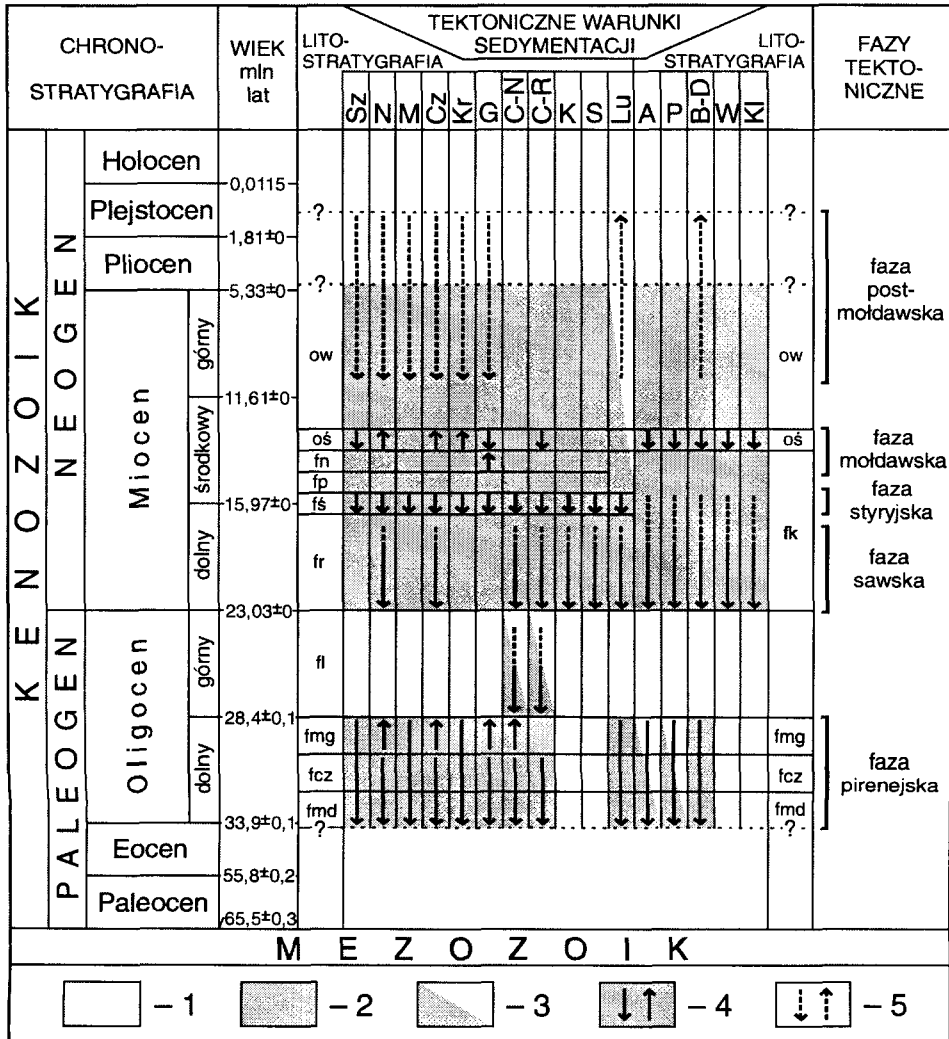
Porównanie budowy geologicznej rowów Adamowa i Kleczewa, zwłaszcza ich części dostępnych do bezpośrednich obserwacji, może wyjaśnić słabo wyrażone skutki ruchów tektonicznych w rowie Kleczewa. Rozmiary i głębokość obu rowów są porównywalne. Podstawowa różnica między nimi polega przede wszystkim na miąższości osadów podwęglowych. O ile w odkrywce Koźmin S – rów Adamowa grubość osadów podwęglowych nad wyniesieniami stropu mezozoiku jest niewielka lub ich w ogóle nie ma, o tyle w odkrywce Kazimierz N – rów Kleczewa miąższość osadów podwęglowych wynosi 30–60 m. Dlatego w najgłębszych nawet częściach odkrywki Kazimierz N nie stwierdzono większych dyslokacji nieciągłych (ryc. 70).

4. ETAPY PALEOTEKTONICZNEJ AKTYWNOŚCI WYBRANYCH FRAGMENTÓW OBSZARU WIELKOPOLSKI

W kenozoicznym rozwoju wielkopolskich rowów można wskazać co najmniej 5 etapów (ryc. 71). W większości wspomniane etapy obejmowały subsydencję obszaru rowu w stosunku do otoczenia. Czasami jednak obszar rowu podlegał względnemu ruchowi wznoszącemu albo początkowa subsydencja rowu zmieniała się w jego wynoszenie względem otoczenia. Warto zauważyć, że znaczna część osadów wypełniających rowy osadziła się

w warunkach spokoju tektonicznego. Oznacza to, że miąższości poszczególnych jednostek litostratygraficznych są bardzo wyrównane w rowie i poza nim. Dlatego kolejne etapy rozwoju rowów są przedzielone albo luką stratygraficzną - regionalne wynoszenie, albo sedymentacją w warunkach spokoju tektonicznego rowów - regionalne obniżanie. Najbardziej powszechnie występujące luki stratygraficzne obejmują przedział czasowy: paleocen-środkowy eocen, późny oligocen i środkowy-późny pliocen (ryc. 71).

Wyróżnione etapy rozwoju rowów można nazwać, według terminologii Stillego (1952), fazami tektonicznymi: pirenejską, sawską, styryjską, moł-



dawską i postmołdawską. Ich przedział czasowy jest znacznie dłuższy niż uważał Stille (1952), zatem kolejne etapy będą łączone z sedymentacją odpowiednich jednostek litostratygraficznych.

Pierwszy etap rozwoju wielkopolskich rowów odpowiada depozycji formacji dolnooligoceniowych, tj. mosińskiej dolnej, czempinińskiej i mosińskiej górnej. Niektóre rowy podlegały ciągłej subsydencji, np. rowy: Szamotuł, Mosiny, Krzywinia, Lubstowa i Bilczewa-Drzewc. Natomiast rowy: Naramowic, Czempinia, Gostynia i Chróściny-Nowej Wsi podczas depozycji formacji mosińskiej górnej podlegały względnemu ruchowi wznoszącemu. W rowach Adamowa i Piasków zaś tylko ich fragmenty były aktywne tektonicznie, a w rowach: Kępna, Sulmierzyc, Władysławowa i Kleczewa paleogeńskie ruchy obniżające w ogóle się nie zaznaczyły (ryc. 71). Z ruchami fazy pirenejskiej wiąże się powstanie systemów dyslokacyjnych W Europie, np. rowów: dolnego i górnego Renu w Masywie Reńskim, Limagne i Bresse w Masywie Centralnym, Eger w Masywie Czeskim, Centralnego na Morzu Północnym (Rosset i in. 1992; Ziegler 1992; Ziegler i in. 1995; Michon i in. 2003). W tym czasie rozpoczęło się także tworzenie basenów wewnętrznych orogenu karpacko-alpejskiego, np. E Austrii (Fodor 1995) i N Węgier (Bada i in. 1996).

Drugi etap, korelowany z fazą sawską, obejmuje sedymentację dolnych warstw formacji rawickiej w rowach W Wielkopolski i dolnych warstw formacji koźmińskiej w rowach E Wielkopolski. Górne warstwy obu formacji były deponowane w warunkach niewielkiej subsydencji rowów. Dowodzą tego zarówno struktury sedymentacyjne charakterystyczne dla środowiska niskoenergetycznego, jak i zmiana depozycji mineralnej na organiczną

←
Ryc. 71. Szkic faz tektonicznych w głównych rowach Wielkopolski w kenozoiku przedplejstoceńskim

1 - luka stratygraficzna; 2 - depozycja w czasie spokoju tektonicznego w rowie (ruchy epeirogeniczne); 3 - depozycja w izolowanych częściach rowu; 4 - depozycja w czasie tektonicznej subsydencji lub wynoszenia rowu (ruchy diastroficzne); 5 - przypuszczalna subsydencja lub wyniesienie rowu; rowy: Sz - Szamotuł, N - Naramowic, M - Mosiny, Cz - Czempinia, Kr - Krzywinia, G - Gostynia, C-N - Chróściny-Nowej Wsi, C-R - Chobienia-Rawicza, K - Kępna, S - Sulmierzyc, Lu - Lubstowa, A - Adamowa, P - Piasków, B-D - Bilczewa-Drzewc, W - Władysławowa, Kl - Kleczewa

Fig. 71. Sketch of tectonic phases in main grabens of Wielkopolska in the pre-Pleistocene Cenozoic

1 - stratigraphic hiatus; 2 - deposition during tectonic quiescence of the graben (epeirogenic movements); 3 - deposition in isolated parts of the graben; 4 - deposition during tectonic subsidence or uplift of the graben (diastrophic movements); 5 - assumed tectonic subsidence or uplift of the graben; Grabens: Sz - Szamotuły, N - Naramowice, M - Mosina, Cz - Czempin, Kr - Krzywiń, G - Gostyń, C-N - Chróścina-Nowa Wieś, C-R - Chobienia-Rawicz, K - Kępno, S - Sulmierzyce, Lu - Lubstów, A - Adamów, P - Piaski, B-D - Bilczew-Drzewce, W - Władysławów, Kl - Kleczew

- pokłady węglowe formacji ścinawskiej i ogniwa środkowopolskiego. Wyjątek stanowią rowy: Szamotuł, Mosiny, Krzywina i Gostynia, gdzie sedymentacja zachodziła w warunkach względnego spokoju tektonicznego - równomiernego obniżania epejrogenicznego rowów i ich otoczenia. Z ruchami tektonicznymi przełomu oligocen/miocen - fazą sawską należy łączyć przede wszystkim początek tworzenia się rowu Bełchatowa z głównym pokładem węglowym (Hałuszczak 1999; Gotowała, Hałuszczak 2002).

Największe rozmiary osiągnęła subsydencja rowów W Wielkopolski i rowu Lubstowa w trzecim stadium - w fazie styryjskiej. Po okresie wygasania ruchów fazy sawskiej rozpoczęła się sedymentacja formacji ścinawskiej z II łużycką grupą pokładów węgla brunatnego o miąższości w rowach wynoszącej od kilku do blisko 90 m. Można szacować, że maksymalne obniżenie stref osiowych niektórych rowów w tym stadium wynosiło od kilkadziesiąt do ponad 200 m. Z ruchami fazy syryjskiej związane jest rozpoczęcie ewolucji rowów: Nidy w zapadlisku przedkarpaccim (Krysiak 2000), Roztoki-Mokrzyszowa i Paczkowa-Kędzierzyna w Sudetach (Dybor 1995), niecki żytawskiej (Kasiński 1983, 1984) i Złoczewa (Kasiński 1984). Rowy niecki żytawskiej i Złoczewa osiągnęły w tym czasie swoje kenozoiczne maksimum subsydencji, wyrażające się bardzo grubymi pokładami węgla brunatnych (Kasiński 1983, 1984). Na obszarze Łużyc w Niemczech powstały jedne z najzasobniejszych pokładów węgla brunatnych na Niżu Europejskim, związane z ruchami tektonicznymi fazy styryjskiej i towarzyszącymi im ruchami eustatycznymi (Standke i in. 1993).

Czwarty etap odpowiada sedymentacji ogniwa wielkopolskiego z I środkowopolskim pokładem węgla brunatnego. Wyraźnymi ruchami obniżającymi zaznaczył się on we wszystkich rowach E Wielkopolski, poza rowem Lubstowa. W kilku rowach W Wielkopolski w tym czasie nie odnotowano nasilenia aktywności tektonicznej, np. w rowach: Mosiny, Chróściny-Nowej Wsi, Kępna i Sulmierzyc. Natomiast pozostałe rowy podlegały albo obniżaniu (rowy: Szamotuł, Gostynia i Chobieni-Rawicza), albo wynoszeniu (rowy: Naramowic, Czempinia i Krzywina). W przypadku rowu Gostynia początek tego etapu - fazy mołdawskiej - należy korelować z depozycją formacji naramowickiej. Jednak w tym czasie obszar rowu obniżał się wolniej niż jego skrzydła. Dopiero podczas sedymentacji ogniwa środkowopolskiego partie osiowe podlegały szybszej subsydencji w stosunku do otoczenia rowu (ryc. 71).

Ostatni - piąty etap rozwoju wielkopolskich rowów jest utożsamiany z bliżej nieokreśloną fazą postmołdawską. Ze względu na długi przedział czasowy sedymentacji ogniwa wielkopolskiego i brak osadów preplejstocenu nie można dokładnie sprecyzować okresu aktywności tektonicznej. Jednak skutki wspomnianych ruchów są bardzo czytelne w przypadku rowów:

Szamotuł, Naramowic (również Miasta Poznania), Mosiny, Czempinia, Krzywina i Gostynia, gdzie faza postmołdawska zapisała się subsydencją od 20 do blisko 50 m. Natomiast w rowach Bilczewa-Drzewc i Lubstowa doszło do wyniesienia pewnych fragmentów rowów względem ich obszarów ramowych. O ile w przypadku rowu Bilczewa-Drzewc pionowe ruchy sięgały maksymalnie około 20 m, to w przypadku Lubstowa mogły sięgać nawet blisko 120 m. W pozostałych wielkopolskich rowach w rozpatrywanym okresie tektonicznym nie dochodziło do ich przebudowy strukturalnej (ryc. 71). Sedymentacja ogniwa wielkopolskiego zachodziła z jednej strony w warunkach obniżających ruchów epejrogenicznych, a z drugiej strony kompensowała skutki konsolidacji węgla brunatnych niżej zalegającego ogniwa środkowopolskiego. Ostatniego etapu ewolucji tektonicznej omawianych rowów nie można jednoznacznie utożsamiać z którąkolwiek z postmołdawskich faz wyróżnianych przez Stillego (1952). W dużym uproszczeniu fazę postmołdawską w Wielkopolsce można korelować czasowo z sedymentacją ogniwa wielkopolskiego (Dyjur, Sadowska 1986; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997).

VI

PODSUMOWANIE

Obszar Wielkopolski jest bardzo ważny dla poznania litostratygrafii osadów oraz rozwoju paleotektonicznego całego Nizżu Polskiego w kenozoiku przedplejstoceniowym. Położenie obszaru badań w marginalnej strefie paleogeńsko-neogeńskiego basenu sedymentacyjnego NW Europy, w kontekście ruchów epejrogenicznych i eustatycznych, sprzyjało lateralnemu przemieszczaniu się facji oraz zmianom facjalnym w profilu pionowym. Dlatego występowanie osadów, przede wszystkim w W Wielkopolsce – w okolicach Poznania, w charakterystycznych sekwencjach pozwoliło na wyróżnienie pierwszych nieformalnych jednostek litostratygraficznych kenozoiku podplejstoceniowego Nizżu Polskiego (Ciuk 1965, 1967, 1970, 1974). Natomiast przyporządkowanie osadów do odpowiednich jednostek litostratygraficznych, którym przypisano określoną pozycję chronostratygraficzną, umożliwiło wyróżnianie, według nomenklatury Stillego (1952), faz tektonicznych dla różnych fragmentów Wielkopolski (Walkiewicz 1968, 1984; Piwocki 1975, 1991; Ciuk 1978; Deczkowski, Gajewska 1980; Karnkowski 1980; Kasiński 1984).

Pierwsze schematy litostratygraficzne Ciuka (1970, 1974) z biegiem lat były nieznacznie uzupełniane i poprawiane przez Piwockiego (1991, 2001) oraz Piwockiego i Ziemińską-Tworzydło (1995, 1997). Postęp badań skłonił autora niniejszej pracy do dalszych zmian w schematach paleogenu i neogenu podplejstoceniowego (ryc. 45).

W obrębie paleogenu zaproponowano dodanie do schematu nowego wydzielenia, tzw. jednostki piasków kaolinitowych. Wcześniej tę jednostkę nazywano formacją piasków kaolinitowych z Konina-Przydziałek, uznając ją za facjalny korelat formacji mosińskiej dolnej (Widera 2002b). Umieszczenie w schemacie litostratygraficznym paleogenu Wielkopolski nieformalnej jednostki piasków kaolinitowych może uzasadniać występowanie licznych odsłoneń w okolicach Konina oraz znaczną powierzchnię osadów paleogeńskich, która umożliwia ich wykartowanie na mapie w skali 1:50 000. Ponadto, odkrycie omawianych piasków kaolinitowych w okolicy Konina oraz żwirów z Koźmina w okolicy Turku rzuciło nowe światło na rozwój

paleotektoniczny i dotychczas przyjmowany zasięg paleogeńskich mórz we E Wielkopolsce.

W schemacie litostratygraficznym neogenu podplejstoczeńskiego wyraźnie uwidaczniają się różnice między W i E terenami Wielkopolski, wyznaczonymi przez zasięg formacji ścinawskiej (ryc. 45). Przede wszystkim zaniechano wydzielania formacji adamowskiej, której obszar typowy - KWB Adamów koło Turku został błędnie wskazany przy opisie litostratygrafii neogenu okolic Leszna (Ciuk 1967). Również błędnie skorelowano osady w środkowej Wielkopolsce, niezgodnie z zasadami kartografii i stratygrafii (Walkiewicz 1979, 1984). Dlatego dla osadów formacji „adamowskiej” okolic Turku i przeważającej części E Wielkopolski zaproponowano nową jednostkę litostratygraficzną, tj. formację koźmińską. Zazębia się ona z osadami od dolnomiocenkiej formacji rawickiej po środkowomiocenskie ogniwo środkowopolskie, które należy do formacji poznańskiej. Natomiast dla osadów formacji „adamowskiej” okolic Leszna i przeważającej części W Wielkopolski zaproponowano nazwę formacji naramowickiej (ryc. 45). Jej obszar typowy, ze stratotypowymi profilami (ryc. 40), obejmuje rów Naramowic, który jest zlokalizowany w N dzielnicach Poznania.

Profile litostratygraficzne z osadami paleogenu i neogenu skorelowano zarówno południkowo, jak i równoleżnikowo. W przypadku osadów paleogenu największa zmienność jest zauważalna między N i S fragmentami obszaru badań. Na N rubieżach Wielkopolski nie rozdzielono lądowych i płytkomorskich osadów formacji czempińskiej i mosińskiej górnej, które są wykształcone podobnie litologicznie oraz zazębiają się z głębokomorskimi osadami formacji rupelskiej. Natomiast w okolicy Rawicza i Leszna, SW Wielkopolska, paleogen jest najbardziej kompletny litostratygraficznie. Tylko tam wyróżniono górnooligocenские osady formacji leszczyńskiej. W kierunku równoleżnikowym zaś zmienność litologiczna kolejnych wydzielen litostratygraficznych jest niewielka. Zarówno w W, jak i E Wielkopolsce można wyróżnić trzy charakterystyczne sekwencje osadowe - formacje, które reprezentują wyłącznie dolny oligocen.

W przeciwieństwie do osadów paleogeńskich litologia kolejnych neogeńskich jednostek litostratygraficznych zmienia się nieznacznie z N na S. Kompletność litostratygraficzna jest prawie taka sama we wszystkich porównywanych profilach, a różnice zaznaczają się tylko w miąższości osadów. Wyłącznie w okolicach Rawicza, w SW Wielkopolsce, możliwe jest wydzielenie w obrębie formacji rawickiej jednostek niższego rzędu, tj. ogniwa dąbrowskiego i żarskiego. Największa zmienność litologiczno-miąższościowa neogenu zaznacza się jednak w kierunku równoleżnikowym. Na E od linii maksymalnego rozprzestrzenienia formacji ścinawskiej większość wydzielen litostratygraficznych, znanych z obszaru W Wielkopolski, przecho-

dzi facjalnie w osady formacji koźmińskiej. Dlatego we E Wielkopolsce, poza rowem Lubstowa, wyróżnia się osady wyłącznie formacji koźmińskiej i poznańskiej.

Analizę paleotektoniczną wykonano dla najlepiej rozpoznanych wiertniczo fragmentów Wielkopolski, tj. dla większości rowów tektonicznych. Na obszarze objętym badaniami wyróżniono 21 kenozoicznych rowów, z których część była aktywna tektonicznie już w mezozoiku, a część rozpoczęła swój rozwój dopiero w paleogenie albo nawet w neogenie. Początek ewolucji wielkopolskich rowów zależy bezpośrednio od ich lokalizacji. W mezozoiku były aktywne rowy należące lub związane z walnymi strefami dyslokacyjnymi: Poznań-Szamotuły, Poznań-Oleśnica, Poznań-Kalisz i Gopło-Ponętów-Pabianice (ryc. 7). Natomiast w przypadku rowów elewacji konińskiej, poza rowem Lubstowa, nie stwierdzono dyslokacji mezozoicznych, które byłyby reaktywowane w kenozoiku.

Za pomocą autorskich metod badawczych uzyskano więcej informacji na temat rozwoju tektonicznego rowów. Używając metody wyznaczania dyslokacji w mezozoicznym podłożu określono już kilka lat wcześniej zarysy rowów elewacji konińskiej (Widera 1997b, 1998). Natomiast w tej pracy z dużą dokładnością wyznaczono lokalizację głównego, E uskoku ramowego, o zrzucie stropu mezozoiku wynoszącym 140–170 m, przebiegającego w podłożu centrum Poznania. Druga autorska metoda wyznaczania współczynnika konsolidacji torfu posłużyła do odtworzenia pierwotnej grubości torfowiska dla różnych złóż węgla brunatnego w Wielkopolsce. Dzięki temu można było oddzielić efekty subsydencji tektonicznej i subsydencji wywołanej kompaktacją i konsolidacją.

Dla większości aktywnych w kenozoiku wielkopolskich rowów wyznaczono fazy ich tektonicznego rozwoju w sposób ilościowy, obliczając tzw. współczynnik agradacji. W pozostałych przypadkach, np. rowy Lubstowa, Kleczewa i Kępna, fazy tektoniczne określono jakościowo, gdyż nie można było obliczyć współczynnika agradacji. Wynikało to z niepewnej korelacji litostratygraficznej poszczególnych wydzieleń, a przede wszystkim z braku litostratygraficznych odpowiedników wewnątrz i na zewnątrz rowów. Spowodowane to było zarówno przyczynami tektonicznymi, jak i niszczącą działalnością lądolodów skandynawskich i ich wód roztopowych.

Zastosowane metody badawcze pozwoliły na wyznaczenie paleogeńskich i neogeńskich faz tektonicznych na obszarze rowów Wielkopolski, a także na szacunkowe porównanie rozmiarów ruchów pionowych. Łącznie wyróżniono 5 faz w tektonicznej ewolucji badanych rowów. Wśród nich 1 fazę podczas paleogenu i 4 podczas neogenu. Kolejno, według terminologii Stillego (1952), są to fazy tektoniczne: pirenejska, sawska, styryjska, mołdawska i bliżej nieokreślona faza postmołdawska (ryc. 71). Jednak czas ich

trwania jest znacznie dłuższy, niż przedstawiał to Stille (1952). Dlatego połączono etapy rozwoju wielkopolskich rowów tektonicznych z sedymentacją odpowiednich formacji i ogniw litostratygraficznych.

Paleogeński pierwszy etap wyraźnie większego pogrążania tektonicznego rowów niż ich otoczenia można korelować, w szerokim rozumieniu, z fazą pirenejską. Etap ten obejmuje sedymentację takich formacji, jak: mosińskiej dolnej, czempińskiej i mosińskiej górnej (najwyższy eocen-dolny oligocen). We wszystkich rowach, gdzie stwierdzono osady paleogenu, subsydencja rozpoczęła się w czasie depozycji formacji mosińskiej dolnej. W rowach Chróściny-Nowej Wsi, Chobieni-Rawicza i Lubstowa miało to miejsce już u schyłku eocenu, a w innych rowach najprawdopodobniej dopiero w najniższym wczesnym oligocenie. W niektórych rowach subsydencja zakończyła się podczas sedymentacji formacji czempińskiej, a później doszło nawet do ruchów inwersyjnych, które objęły czas depozycji formacji mosińskiej górnej w innych rowach (ryc. 71).

Drugi etap ewolucji tektonicznej rowów, odpowiadający fazie sawskiej, może być korelowany z rozpoczęciem sedymentacji formacji rawickiej w W Wielkopolsce i formacji koźmińskiej we E Wielkopolsce (dolny miocen). W tym czasie tektonicznego pogrążania nie stwierdzono tylko w rowach: Szamotuł, Mosiny, Krzywina i Gostynia. W większości rowów E Wielkopolski etap ten zaznaczył się gwałtownym zrzutem wzdłuż uskoków ramowych. Dodatkowo zjawisko to udokumentowano w rowie Adamowa – odkrywka Koźmin S, co wyraża się obecnością redeponowanych grubych żwirów.

Z fazą styryjską należy łączyć trzeci etap rozwoju wielkopolskich rowów tektonicznych (najwyższy wczesny miocen-najniższy środkowy miocen). W tym czasie doszło do największej subsydencji, której zapisem są osady formacji ścinawskiej (najniższy środkowy miocen). Można ocenić, że w rowie Lubstowa rozmiary obniżających ruchów pionowych sięgały od co najmniej kilkudziesięciu do ponad 200 m.

Czwarty etap, odpowiadający fazie mołdawskiej, obejmuje czas sedymentacji ogniwa środkowopolskiego (środkowa część środkowego mioce- nu). W rowach W Wielkopolski ruchy pionowe były względnie nieduże i miały różny zwrot, czyli polegały na subsydencji lub wynoszeniu. Najwyraźniej ten etap tektonicznej ewolucji zaznaczył się we wszystkich rowach elewacji konińskiej, z wyjątkiem rowu Lubstowa. Rozmiary obniżających ruchów pionowych oszacowano od kilkunastu do ponad 30 m.

Ostatniego, piątego etapu rozwoju tektonicznego wielkopolskich rowów nie można dokładnie skorelować z żadną z późnoneogeńskich faz Stillego (1952): attycką, rodańską lub wallachijską. Dlatego użyto bardziej ogólnej nazwy – faza postmołdawska (ryc. 71). Zapewne ruchy tektoniczne miały

miejsce w czasie sedymentacji ogniwa wielkopolskiego i/lub w plejstocenie przedglacialnym - preplejstocenie. Część rowów W Wielkopolski uległa wtedy subsydencji do 50 m, a w dwóch rowach E Wielkopolski doszło do wyniesienia tektonicznego. Najgłębsze fragmenty rowu Lubstowa podlegały ruchom wznoszącym, oszacowanym na ponad 100 m.

Kenozoiczny rozwój wielkopolskich rowów był diachroniczny i nie w każdym rowie wszystkie wymienione etapy się zaznaczyły. Jednakże kolejne etapy tektonicznego rozwoju rowów na terenie Wielkopolski można uznać za echo zwiększonej aktywności innych obszarów Polski i Europy. Większość z wyróżnionych etapów może być porównana z fazami tektonicznymi na obszarze orogenu alpejsko-karpackiego (Stille 1952; Hippolyte, Sandulescu 1996). Paleogeńska faza pirenejska, zapisana w budowie geologicznej wielkopolskich rowów, jest izochroniczna z początkiem kenozoicznej ewolucji największych systemów dyslokacyjnych W Europy, tj. systemu ryftowego Morza Północnego i ryftu zachodnioeuropejskiego. Natomiast neogeńskie etapy aktywności tektonicznej wielkopolskich rowów dobrze korelują się z fazami tektonicznymi wyróżnianymi zarówno w Sudetach, Karpatach i zapadlisku przedkarpackim (por.: Dyjor 1995; Oszczypko 1996, 1999, 2001; Krysiak 2000; Poprawa i in. 2001), jak i na obszarze basenów wewnętrznych Węgier, Austrii i Słowacji (por.: Bergerat 1989; Fodor 1995; Kovác i in. 1995; Bada i in. 1996).

LITERATURA

- AHRENS H., LOTSCH D., 1963. Tektonische Bewegungen im Tertiär der zentralen Niederlausitz. *Geologie*, 12, 7, s. 833–841.
- ALEXANDROWICZ S., BIRKENMAJER K., BURCHART J., CIEŚLIŃSKI S., DADLEZ R., KUTEK J., NOWAK W., ORŁOWSKI S., SZULCZEWSKI M., TELLER L., 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Wydawnictwa Geologiczne, 33, ss. 63.
- ALLEN J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, s. 93–114.
- ALLEN J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, special issue, 5, s. 89–191.
- ANDREASSON F.P., SCHMITZ B., 1996. Winter and summer temperatures of the early middle Eocene from *Turritella* $\delta^{18}\text{O}$ profiles. *Geology*, 24, 12, s. 1067–1070.
- AREŃ B., 1957–1964. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Trzeciorzęd 1 : 3 000 000, z. 3, Warszawa.
- ATMAOUI N., KUKOWSKI N., STÖCKHERT B., KÖNIG D., 2006. Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insight from scaled clay experiments. *International Journal of Earth Sciences*, 95, s. 225–238.
- BADA G., FODOR L., SZÉKELY B., TIMÁR G., 1996. Tertiary brittle faulting and stress field evolution in Gerecse Mountains, northern Hungary. *Tectonophysics*, 255, 3–4, s. 269–289.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004. Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the foreland Sudetes Mountains, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 1, s. 43–61.
- BAHRANOWSKI K., GAWĘŁ A., GÓRNIAK K., RATAJCZAK T., SZYDŁAK T., JOŃCZYK M.W., 1997. Litologia i geneza zsylikowanych osadów grubookruchowych z kompleksu ilasto-piaszczystego złoża węgla brunatnego Bełchatów. *Górnictwo Odkrywkowe*, XXXIX, 1–2, s. 28–41.
- BALDWIN B., BUTLER C.O., 1985. Compaction curves. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69, 4, s. 622–626.
- BERENDT G., 1903. Posener Flammenton in schlesischen Kreise Militsch. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Berlin*, 55, s. 1–7.
- BERGERAT F., 1989. From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 157, s. 271–280.
- BIENIEWSKI M., 1984. Górnicze zagospodarowanie złoża gazu ziemnego Bogdaj-Uciechów. *Seria Geologia*, 11, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 11, s. 65–67.
- BIERNAT S., 1962. Wpływ urzeźbienia i tektoniki podłoża na wykształcenie się złóż węgla brunatnych na Kujawach oraz skutki ich częściowego zniszczenia w czasie zlodowaceń. *Przeгляд Geologiczny*, 11, 7, s. 329–332.

- BILLINGS M.P., 2004. Structural geology. Prentice-Hall of India, New Delhi, ss. 606.
- BOHDZIEWICZ L., 1956. Przeglądowa mapa geologiczno-inżynierska Polski w skali 1 : 300 000. Arkusz Bydgoszcz. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BURCHARDT B., 1978. Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature*, 275, s. 121-123.
- CHAIN W.J., 1974. Geotektonika ogólna. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 615.
- CICHA I., SENEŠ J., 1968. Sur la position du Miocène de la Paratéthys centrale dans le Carde du Tertiaire de l'Europe. *Geologický Zborník (Geologica Carpathica)*, 19, 1, s. 95-116.
- CIMASZEWSKI L., 1960. O związku tektoniki trzeciorzędu struktury Mogilna z budową podłoża. *Nafta*, 16, 8, s. 206-208.
- CIMASZEWSKI L., 1964. Uwagi o utworach trzeciorzędu Polski zachodniej. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, 6/7, s. 171-175.
- CISZEWSKA M., 1992. Malakofauna, s. 25-26. [W:] W. Stankowski, W. Biedrowski, J. Biernacka, M. Ciszewska, A. Stankowska, J. Wojewoda, Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 16-36.
- CIUK E., 1965. Sprawozdanie wstępne z poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Mosiny. *Kwartalnik Geologiczny*, 9, 4, s. 879-881.
- CIUK E., 1967. Litostratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. *Kwartalnik Geologiczny*, 11, 4, s. 920-922.
- CIUK E., 1970. Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 4, s. 754-771.
- CIUK E., 1973. Badania podstawowe trzeciorzędu w rejonie Kalisza, woj. poznańskie. Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- CIUK E., 1974. Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 281, s. 7-48.
- CIUK E., 1976. Badania podstawowe trzeciorzędu w rejonie Kępno-Ostrzeszów, województwo kaliskie. Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- CIUK E., 1977. Nowe stanowiska eocenu górnego i oligocenu dolnego w rejonie Głobic, Szaszorowic i Miechowa (woj. leszczyńskie) w SW części monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 25, 1, s. 1-6.
- CIUK E., 1978. Geologiczne podstawy dla nowego zagłębia węgla brunatnego w strefie rowu Poznań-Czempin-Gostyń. *Przegląd Geologiczny*, 26, 10, s. 588-594.
- CIUK E., 1979. Utwory kenozoiczne rejonu Wieruszowa (woj. kaliskie). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 320, s. 5-25.
- CIUK E., 1980. Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, arkusz Konin. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CIUK E., 1991. Trzeciorzęd południowej skarpy pradoliny Warty między Koninem, Wilkowem, Brzeźnem, Żychlinem. *Przegląd Geologiczny*, 39, 7-8, s. 340-345.
- CIUK E., DOKTOR M., KOCON J., MATL K., RYBICKI S., SŁOMKA T., WAGNER M., 1992. Litologia utworów trzeciorzędu w polskiej części Niecki Żytawskiej i ich własności fizyko-mechaniczne. Prace Komisji Geologicznej Polskiej Akademii Nauk, 137. Wydawnictwo Ossolineum, ss. 104.
- CIUK E., GRABOWSKA I., 1991. Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 365, s. 47-72.
- CIUK E., PIWOCKI M., 1982. Geologia trzeciorzędu w rowie Kleszczowa i jego otoczeniu. Przewodnik LII Zjazdu PTG, Bełchatów, s. 56-70.

- CIUK E., POŻARYSKA K., 1982. On paleogeography of the Tertiary of the Polish Lowland. *Prace Muzeum Ziemi PAN*, 35, s. 81–88.
- CZAPLA Z., URBANIAK W., 1994. Wykorzystanie surowców towarzyszących z KWB Adamów. *Węgiel Brunatny*, 1, s. 21–22.
- CZARNIK J., 1972. Paleografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. *Studia Geologica Polonica*, 40, 1, ss. 160.
- DADLEZ R. (red.), 1980. Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu na Nizinie Polskiej 1 : 500 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., 1997. Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. [W:] S. Marek, M. Pajchłowa (red.). Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLIII, s. 410–414.
- DADLEZ R., MAREK S., 1969. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niziny Polskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 13, 3, s. 541–561.
- DADLEZ R., MAREK S., 1974. Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Polska północno-zachodnia i środkowa. [W:] W. Pożaryski (red.), Budowa Geologiczna Polski. Tektonika, t. IV, cz. 1. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 239–279.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1 : 1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T., WESS J.D., 1995. Tectonic evolution of Mid-Polish Trough. Modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, 252, s. 179–195.
- DANIELS C.H., CICHA VON I., SPIEGLER D., 1985. Correlation of Neogene regional stages between the boreal Tertiary of NW Germany and the Paratethys using *Uvigerina* (forams). [W:] VIII Congress RCMNS, Symposium European Late Cenozoic Mineral Resources, Budapest, s. 131–169.
- DĄBROWSKI A., 1980. System rowów trzeciorzędowych w obrazie grawimetrycznym. *Przegląd Geologiczny*, 28, 3, s. 169–172.
- DĄBROWSKI A., KARASZEWSKI W., 1957. O badaniach na przypuszczalnym wysadzie solnym pod Poznaniem. *Przegląd Geologiczny*, 11, 5, s. 472.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., 1977. Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 21, 3, s. 467–481.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., 1980. Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 28, 3, s. 151–156.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., KÜHN D., 1978. Mapa geologiczna bez utworów kenozoiku (obszar przedsudecki) 1 : 500 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKA J., 1960. Pararelizacja pokładów węgla brunatnego województwa bydgoskiego i poznańskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 157, s. 69–138.
- DUDA W., BOCHNIA N., 1960. Szczegółowe badania grawimetryczne w obszarze Czempień-Mosina (mapa anomalii grawimetrycznych). Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie i Urzędu Wojewódzkiego w Poznaniu.
- DYJÓR S., 1964. Wykształcenie trzeciorzędowej formacji węgla brunatnego Wysoczyzny Żarskiej. *Węgiel Brunatny*, 6, 1, Wrocław, s. 7–17.
- DYJÓR S., 1966. Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych z zachodniej części przedpola Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 11, s. 478–479.
- DYJÓR S., 1968. Poziomy morskie w obrębie serii ilów poznańskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 12, 4, s. 941–955.
- DYJÓR S., 1970. Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 4, s. 819–835.
- DYJÓR S., 1995. Rozwój kenozoiku na bloku przedsudeckim. Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, Wrocław, s. 29–40.

- DYJOR S., SADOWSKA A., 1986. Próba korelacji wydzieleni stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Nizy Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Przegląd Geologiczny*, 34, 7, s. 380–386.
- DZIERŻEK J., 1997. Geology of sub-Quaternary basement and stratigraphy of Quaternary sediments in the Middle Noteć River valley. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, s. 57–81.
- DŻUŁYŃSKI S. [W:] W. Jaroszewski (red.), 1986. Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 176.
- FODOR L., 1995. From transpression to transtension: Oligocene–Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine–Western Carpathian junction. *Tectonophysics*, 252, s. 151–181.
- FOLK R.L., WARD W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, s. 3–26.
- FRANKIEWICZ J.K., 1982. Utwory mioceńskie w strefie uskokowej środkowej Odry między Lubinem, a Bytomiem Odrzańskim (bez warstw poznańskich). *Geologia Sudetica*, 17, 1–2, s. 7–56.
- GIEL D., 1979a. Obserwacje mikropaleontologiczne utworów górnomiocenijskich i pliocenijskich z rejonu Ostrzeszowa i Kępna. *Kwartalnik Geologiczny*, 23, 3, s. 663–668.
- GIEL D., 1979b. Obserwacje mikropaleontologiczne osadów miocenu górnego i pliocenu z rejonu Wysokiej. *Przegląd Geologiczny*, 27, 5, s. 282–284.
- GLĄZEK J., 1989. Paleokarst of Poland. [W:] P. Bosak, D. Ford, J. Glazek, I. Horacek (red.), *Paleokarst, a systematic and regional review*. Academia Prague, Elsevier Science Publishers, s. 77–105.
- GLĄZEK J., 1997. Geneza struktury Wielunia na monoklinie przedsudeckiej. *Streszczenia Referatów PTG, Oddział Poznański*, VI, s. 92–102.
- GLĄZEK J., KUTEK J., 1971. Obszar Gór Świętokrzyskich w alpejskim cyklu diastroficznym. *Przegląd Geologiczny*, 19, 10, s. 443–448.
- GLĄZEK J., ZAPAŚNIK T., 1980. Uwagi o tektonice rowu Kleszczowa. *Przegląd Geologiczny*, 28, 7, s. 410–412.
- GORTYŃSKA S., 1962. Kilka uwag o oligocenie Polski zachodniej. *Kwartalnik Geologiczny*, 6, 1, s. 125–133.
- GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., 2002. The Late Alpine structural development of the Kleszczów Graben (Central Poland) as a result of a reactivation of the pre-existing, regional dislocation. European Geoscience Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 1, s. 137–150.
- GÓRNIAK K., BAHRANOWSKI K., RATAJCZAK T., SZYDŁAK T., 1996. Regeneracja ziarn kwarcu w piaszczystych glebach korzeniowych w złożu węgla brunatnego Lubstów k. Konina. *Przegląd Geologiczny*, 44, 6, s. 626–630.
- GÓRNIAK K., SZYDŁAK T., SIKORA W.S., GAWEL A., BAHRANOWSKI K., RATAJCZAK T., 2001. Minerale ilaste w różnobarwnych odmianach skał występujących nad pokładem węgla brunatnego w rejonie Konina. *Górnictwo Odkrywkowe*, XVIII, 2–3, s. 129–139.
- GRABOWSKA I., 1985. Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z profilu Lubstów 28/42, Ark. Sompolno Kujawskie. Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- GRADECKI D., 1997. Kopaliny towarzyszące złożom węgla brunatnego w rejonie konińskim. *Górnictwo Odkrywkowe*, 1–2, s. 3–8.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., BLEEKER W., LOURENS L.J., 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27, 2, s. 83–100.

- GRADZIŃSKI R., DOKTOR M., 1984. Peat compaction as a factor of upright stems in Upper Carboniferous coal measures, Upper Silesia. *Bulletin Polish Academy of Science, Earth Sciences*, 31, 1-4, s. 59-64.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1986. Zarys sedimentologii. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 628.
- GRIMM K., 2002. Tertiary. [W:] German Stratigraphic Commission (red.). *Stratigraphic Table of Germany 2002*.
- GROCHOLSKI W., 1976. Postęp wiedzy o geologii Wielkopolski. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Seria A, Geografia Fizyczna, 29, s. 17-25.
- GROCHOLSKI W., 1984. Rozwój badań podłoża permu w Wielkopolsce. *Seria Geologia*, 11, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 15-23.
- GROCHOLSKI W., 1991. Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. *Przewodnik LXII Zjazdu PTG*, Poznań, s. 7-18.
- GRZESZCZYK R., JACHNA-FILIPCZUK G., 1999. Wykorzystanie kopaliny towarzyszących w KWB Adamów. *Górnictwo Odkrywkowe*, 1, s. 11-18.
- GUTERCH A., GRAD M., 1996. Seismic structure of the Earth's crust between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Publication of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Science*, M-18, 273, s. 67-73.
- GUTERCH A., GRAD M., 2000. Nowe sejsmiczne modele skorupy ziemskiej w strefie transeuropejskiego szwu w zachodniej Polsce. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), *Przewodnik LXXI Zjazdu PTG*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe S.C., Poznań, s. 7-24.
- HAGER H., KOTHEN H., SPANN R., 1981. Zur Setzung der Rheinischen Braunkohle und ihrer klastischen Begleitschichten. *Fortschritt in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 29, s. 319-352.
- HAŁUSZCZAK A., 1999. Młodoalpejska tektonika w strefie rowu Kleszczowa (KWB Bełchatów). *Streszczenia Referatów PTG, Oddział Poznański*, VIII, s. 35-46.
- HIPPOLYTE J.-C., SANDULESCU H., 1996. Paleostress characterization of the "Wallachian phase" in its type area (southeastern Carpathians, Romania). *Tectonophysics*, 263, s. 235-248.
- INSTRUKCJA OPRACOWANIA I WYDANIA SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI W SKALI 1 : 50 000, 1996. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, ss. 127.
- JACHNA-FILIPCZUK G., MAZUREK S., WIDERA M., 2001. Wykorzystanie kopaliny towarzyszących w KWB Konin S.A. i KWB Adamów S.A. *Górnictwo Odkrywkowe*, 2-3, s. 107-121.
- JAROSZEWSKI W., 1972. Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, 38, ss. 210.
- JAROSZEWSKI W., 1981. Tektonika uskoków i fałdów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 360.
- JAROSZEWSKI W. (red.), 1986. *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 272.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. (red.), 1979. Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Prace Instytutu Geologicznego*, XCVI, ss. 178.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M., 1981. Sedymencja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, XCVIII, ss. 91.
- KARNKOWSKI P.H., 1977. Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań-Śrem). *Acta Geologica Polonica*, 4, s. 481-495.
- KARNKOWSKI P.H., 1979. Interpretacja geologiczna zdjęć satelitarnych obszaru między Koszalinem a Nysą na tle zdjęcia Europy Środkowej. *Acta Geologica Polonica*, 4, s. 559-569.

- KARNKOWSKI P.H., 1980. Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Przegląd Geologiczny*, 28, 3, s. 146–151.
- KARNKOWSKI P.H., 1984. Złoża gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca w Wielkopolsce. Seria Geologia, 11, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 81–86.
- KASIŃSKI J.R., 1983. Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach przedpola Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 31, 4, s. 237–243.
- KASIŃSKI J.R., 1984. Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burowęglowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 32, 5, s. 260–268.
- KASIŃSKI J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. [W:] T.M. Peeryt, M. Piwocki (red.), Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik–paleogen, neogen. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 134–160.
- KASIŃSKI J.R., OBORSKA E., PIWOCKI M., 1994. Sedimentology of the Neogene lacustrine sequences. [W:] G. Czapowski, J.R. Kasiński (red.), Tectonic control on lacustrine basin development – sedimentary record. IGSP 324 „GEO-PALS”. Polish Geological Institut, s. 22–27.
- KENIG K., 1998. Cechy urzeźbienia powierzchni ziarn kwarcu z glin morenowych w profilu Wólka Piętkowska – próba ilościowego oszacowania. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, s. 73–80.
- KENIG K., 2000. Ocena wartości interpretacyjnej współczynnika obtoczenia ziarn kwarcu z osadów czwartorzędowych (metoda fotograficzna). *Przegląd Geologiczny*, 48, 4, s. 360–363.
- KLIMASZEWSKI M., KRYGOWSKI B., 1950. Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 300 000. Arkusz Wrocław. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KNIESZNER L., POŁKANOWA L.P., CZULIŃSKA A., 1983. Geneza struktur rowowych w kompleksie mezozoiczo-kenozoicznym Niżu Polskiego. *Przegląd Geologiczny*, 31, 7, s. 408–415.
- KOHLMAN-ADAMSKA A., 1993. Pollen analysis of the Neogene deposits from Wyrzysk Region, North-Western Poland. *Acta Palaeobotanica*, 33, 1, s. 91–299.
- KOJIMA S., SWEDA T., LEPAGE B., BASINGER J., 1998. A new method to estimate accumulation rates of lignites in the Eocene Buchanan Lake Formation, Canadian Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, s. 115–122.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1979. Zmienność litologiczna i pochodzenie okruczowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski. *Prace Muzeum Ziemi PAN*, 30, s. 3–73.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., BÜHMANN D., 1982. Translucent heavy minerals and clay minerals in Tertiary sediments of Gołębiny Stary and Kuleszewo (Poland). *Prace Muzeum Ziemi PAN*, 35, s. 89–110.
- KOSSOWSKI L., 1974. Budowa geologiczna złoża węgla brunatnego Bełchatów ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki podłoża. *Górnictwo Odkrywkowe*, 10–11, s. 336–344.
- KOTAŃSKI Z., 1990. Geologiczna kartografia węglona. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 352.
- KOVÁČ M., KOVÁČ P., MARKO F., KAROLI S., JANOCKO, J., 1995. The East Slovakian Basin – A complex back arc basin. *Tectonophysics*, 252, s. 453–466.
- KOZULA R., 1998. Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Koźmin w kat. B + C1 + C2. Przedsiębiorstwo Geologiczne PROXIMA S.A., Wrocław.
- KOZYDRA Z., SKOMPSKI S., 1995. Unikalne stanowisko interglacjału eemskiego w Ruskówku na Pojezierzu Kujawskim. *Przegląd Geologiczny*, 43, 7, s. 572–575.
- KRAMARSKA R., 2004. Litologia, litostratygrafia i zespoły minerałów ciężkich w profilu osadów paleogenu i neogenu w Łęczycach k. Lęborka. *Przegląd Geologiczny*, 52, 8/1, s. 697–698.

- KRAWCZYK A., SŁOMKA T., 1986. Podstawowe metody matematyczne w geologii. Skrypty uczelniane AGH, nr 1026, ss. 185.
- KREMP G., 1949. Pollenanalytische Untersuchung des miozänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. *Palaeontographica B*, 90, 1–3, s. 53–93.
- KRÓLIKOWSKI C.M., 1994. Mapa grawimetryczna Polski w skali 1 : 200 000. *Przegląd Geologiczny*, 42, 2, s. 103–105.
- KRUSZEWSKA K., DYBOVA-JACHOWICZ S., 1997. Zarys petrologii węgla. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, 525, ss. 201.
- KRUSZEWSKI T., 1967. Charakterystyka petrograficzno-chemiczna przerostu kwarcowego występującego w górnej części pokładu węglowego w odkrywce „Pątnów I”. *Przegląd Geologiczny*, 15, 2, s. 87–89.
- KRUTZSCH W., 1966. Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiär im nördlichen Mitteleuropa (Paläozän-Mitteloligozän). *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts*, Berlin, 8, s. 112–149.
- KRYGOWSKI B., 1947. Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 300 000. Arkusz Poznań. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KRYGOWSKI B., 1952. Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 66, s. 198–213.
- KRYSIAK Z., 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geological Quarterly*, 44, 2, s. 137–156.
- KRZYWIEC P., KRÓLIKOWSKI C., JAROSIŃSKI M., SZEWCZYK J., WYBRANIEC S., CZAPOWSKI G., ZIENTARA P., PETECKI Z., TWAROGOWSKI J., JÓZWIAK W., ŻÓŁTOWSKI Z., GARLICKI A., BURLIGA S., 1999. Rozpoznanie budowy wewnętrznej czapy gipsowo-anhydrytowej wysadu solnego „Damasławek” płytkimi badaniami sejsmicznymi. Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, ss. 74.
- KULCZYŃSKI S., 1952. Geneza karbońskich złóż węglowych. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Seria B, 64, s. 5–68.
- KUPETZ A., KUPETZ M., RASCHER J., 2004. Der Muskauer Faltenbogen. *Gesellschaft für Geowissenschaften e. V.*, Berlin, ss. 36.
- KUTEK J., GŁAZEK J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland in the Alpine Cycle. *Acta Geologica Polonica*, 22, 4, s. 603–653.
- KWIECIŃSKA B., WAGNER M., 1997. Typizacja cech jakościowych węgla brunatnego z krajowych złóż według kryteriów petrograficznych i chemiczno-technologicznych dla celów dokumentacji geologicznej złóż oraz obsługi kopalń. Wydawnictwo Centrum PPGSMiE Polskiej Akademii Nauk, Kraków, ss. 87.
- KWOLEK K., 2000. Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań–Kalisz, monoklina przedsudecka. *Przegląd Geologiczny*, 48, 9, s. 804–814.
- LAGABRIELLE Y., MAURIZOT P., LAFOY Y., CABIOCH G., PELLETIER B., RÉGNIER M., WABETE I., CALMANT S., 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics*, 403, s. 1–28.
- LESZCZYŃSKI K., 2000. The Late Cretaceous sedimentation and subsidence south-west of the Kłodawa Salt Diapir, central Poland. *Geological Quarterly*, 44, 2, s. 167–174.
- LOTSCH D., KRUTZSCH W., MAI D., KIESEL Y., LAZAR E., 1969. Stratigraphisches Korrelationschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik. *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts*, Berlin, 12, ss. 438.
- MAI D.H., 1967. Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimablauf im Jungtertiär der DDR. *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts*, Berlin, 10, s. 55–81.

- MAI D.H., 1994. Florenzonen und Klimawechsel im Tertiär der Lausitz. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 1, 1, s. 90–99.
- MAKSYMOWICZ A., LENKIEWICZ M., SULWIŃSKA A., 1980. Uzupełnienie do dokumentacji geologicznej złoża węgla brunatnego Lubstów w kategorii B + C₁ – część hydrogeologiczna. *Przedsiębiorstwo Geologiczne*, Wrocław.
- MALKOVSKY M., 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics*, 137, s. 31–42.
- MAMCZAR J., 1960. Wzorcowy profil środkowego miocenu Polski środkowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 157, s. 13–38.
- MAREK S. (red.), 1977. Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). *Prace Instytutu Geologicznego*, LXXX, ss. 165.
- MARKOWIAK R., 1967. Opracowanie wyników badań kopalni towarzyszących w odkrywce węgla brunatnego Adamów. *Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu*, s. 1–19.
- MARZEC M., 1964. Wstępne rozpoznanie trzeciorzędu w rejonie Czarnków–Szamotuły–Poznań. *Kwartalnik Geologiczny*, 8, 2, s. 411–412.
- MATL K., DOMAGAŁA M., ŚMIGIELSKA T., WAGNER M., 1979. Stratygrafia utworów trzeciorzędu i bezpośredniego podłoża w złożu węgla brunatnego Lubstów na podstawie wybranych próbek. Analiza paleontologiczna. [W:] Z. Chlebowski i in., *Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Lubstów w kategorii B+C₁*, s. 10–15.
- MATL K., ŚMIGIELSKA T., 1977. Paleogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia – Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47, 1, s. 11–25.
- MATL K., WAGNER M., 1985. Tuffogenic markers in Neogene sediments of Polish Lowlands and the Carpathian Foredeep. [W:] VIII Congress RCMNS, Symposium European Late Cenozoic Mineral Resources, Abstracts, Budapest, s. 367–369.
- MATL K., WAGNER M., 1987. The occurrence of tuffaceous horizons in the Tertiary of the Polish Lowland and the Carpathian Foredeep. *Annales Institutii Geologici Hungarici*, 70, s. 329–335.
- MAZUR J., 1959. Iły na obszarze złóż węgla brunatnego w rejonie Konina. Ich zasoby i możliwości wykorzystania w przemyśle ceramiki budowlanej. *Węgiel Brunatny*, 1, s. 18–26.
- MICHON L., BALEN VAN R.T., MERLE O., PAGNIER H., 2003. The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale. *Tectonophysics*, 367, s. 101–126.
- MIDURA A., STASZAK B., 1989. Dokumentacja badań sejsmicznych metodą refleksyjną – odkrywka Lubstów. *Ministerstwo Ochrony Środowiska i Zasobów Naturalnych*, Warszawa.
- MIERZEJEWSKI P.P. (red.), 1992. *Badania elementów tektoniki*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, ss. 176.
- MITRA S., ISLAM Q.T., 1994. Experimental (clay) models of inversion structures. *Tectonophysics*, 230, s. 211–222.
- MIZERSKI W., 2005. Tabela stratygraficzna rekomendowana przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną. *Przegląd Geologiczny*, 53, 2, s. 96.
- MŁYNARSKI S., POKORSKI J., DZIEWIŃSKA L., JÓŹWIAK W., ZIENTARA P., 2000. Deep reflection seismic experiments in western Poland. *Geological Quarterly*, 44, 2, s. 175–181.
- MURPHY A., SALVADOR A. (red.), 1999. *International Stratigraphic Guide – An abridged version*. *Episodes*, 22, 4, s. 255–271.
- MYŚLIŃSKA E., 2006. *Laboratoryjne badania gruntów*. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, ss. 280.
- NADON G.C., 1998. Magnitude and timing of peat-to-coal compaction. *Geology*, 26, 8, s. 727–730.
- NEUWERTH R., SUTER F., GUZMAN C.A., GORIN G.E., 2006. Soft-sediment deformation in tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology*, 186, s. 67–88.

- OBERC J., 1980. Interpretacja mapy geologicznej z elementami tektoniki geometrycznej. Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, ss. 216.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., 1966. O mikrofaunistycznej granicy eocenu i oligocenu na Kujawach. *Kwartalnik Geologiczny*, 10, 4, s. 1072–1078.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., 1973. Mikrofauna starszego trzeciorzędu w rejonie Sieroszowic. *Przegląd Geologiczny*, 21, 7, s. 376–377.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., 1975. Osady paleogenu w wierceniach Miechów (monoklina przedsudecka) w świetle badań mikropaleontologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 23, 8, s. 407–408.
- OLEMPSKA E., 1973. Górnoeocenijskie numulity z wierceniach Damasławek w północno-zachodniej Polsce. *Acta Palaeontologica Polonica*, 18, 2, s. 211–218.
- OLEŃSKI W., 1962. O związku powstania złóż węgla brunatnego z tektoniką podłoża. *Przegląd Geologiczny*, 10, 11, s. 576–579.
- OSIPIUK D., 1968. Węgloność trzeciorzędu w rowie Krzywina. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 208, s. 5–28.
- OSIPIUK D., 1979. Cechy sedimentacji osadów węglonośnych na podstawie wybranych przykładów z zachodniej i środkowej Polski. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 320, s. 57–115.
- OSIPIUK D., PIWOCKI M., 1964. Oligocen między Rawiczem a Gostyniem. *Kwartalnik Geologiczny*, 8, 2, s. 291–296.
- OSZCZYPKO N., 1996. Miocenijska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 44, 10, s. 1007–1018.
- OSZCZYPKO N., 1999. Przebieg miocenijskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168, s. 209–230.
- OSZCZYPKO N., 2001. Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Przegląd Geologiczny*, 49, 8, s. 717–723.
- PERYT T.M., PIWOCKI M. (red.), 2004. Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik – paleogen, neogen. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, ss. 368.
- PETEREK A., RAUCHE H., SCHRODER B., FRANZE H.-J., BANKWITZ P., BANKWITZ E., 1997. The late and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian Massif (BBZ). *Geologische Rundschau*, 86, s. 191–202.
- PIWOCKI M., 1973. Trzeciorząd w rejonie Wysokiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 17, 3, s. 599–600.
- PIWOCKI M., 1975. Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węgloność. Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 284, s. 73–132.
- PIWOCKI M., 1991. Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. Przewodnik 62. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Poznań, s. 19–23.
- PIWOCKI M., 1992. Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Przegląd Geologiczny*, 40, 5, s. 281–286.
- PIWOCKI M., 1994. Konin lignite basin. Geological setting. [W:] G. Czapowski, J.R. Kasiński (red.), Tectonic control on lacustrine basin development – sedimentary record IGCP 324 "GLOPALS". Polish Geological Institut, s. 14–17.
- PIWOCKI M., 1998. An outline of the palaeogeographic and palaeoclimatic developments. [W:] H. Ważyńska (red.), Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 160, 8–12.
- PIWOCKI M., 2001. Nowe poglądy na litostratygrafię paleogenu w Polsce północnej. *Streszczenia Referatów PTG, Oddział Poznański*, X, s. 50–60.
- PIWOCKI M., 2003. Osiągnięcia Państwowego Instytutu Geologicznego w dziedzinie złóż węgla brunatnego. *Przegląd Geologiczny*, 51, 1, s. 39–48.

- PIWOCKI M., 2004a. Paleogen. [W:] T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik – paleogen, neogen. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 22–70.
- PIWOCKI M., 2004b. Paleogen i neogen Pomorza – profil regionalny i korelacje z obszarami sąsiednimi. *Przegląd Geologiczny*, 52, 8/1, s. 693–694.
- PIWOCKI M., BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004. Neogen. [W:] T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik – paleogen, neogen. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 71–133.
- PIWOCKI M., OLSZEWSKA B., CZAPOWSKI G., 1996a. Korelacja litostratygraficzna neogenu Polski z krajami sąsiednimi. [W:] L. Malinowska, M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości, t. III, cz. 3a. Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa, s. 517–529.
- PIWOCKI M., OLSZEWSKA B., GRABOWSKA I., 1996b. Korelacja biostratygraficzna paleogenu Polski z innymi obszarami. [W:] L. Malinowska, M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości, t. III, cz. 3a. Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa, s. 25–35.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 43, 11, s. 916–927.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geological Quarterly*, 41, 1, s. 21–40.
- POBORSKI J., 1957. Cechsżyńska struktura solna Izbica-Łęczycza. *Przegląd Geologiczny*, 5, 1, s. 31–32.
- POLSKA NORMA PN-86/B-02480, 1987. Grunty budowlane. Polski Komitet Normalizacji, Miar i Jakości. Wydawnictwo Normalizacyjne ALFA, s. 1–13.
- POPRAWA P., JAROSIŃSKI M., PEPEL A., KIERSNOWSKI H., JAWOR E., 2001. Ewolucja tektoniczna rejonu Liplas-Tarnawa – analiza subsydencji, badania mezostrukturalne oraz analiza danych sejsmicznych i grawimetrycznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLXXIV, s. 143–160.
- POŻARYSKA K., ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., 1977. O górnym eocenie w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 21, 1, s. 59–68.
- POŻARYSKI W., 1953. Osady morskie oligocenu młodszego na Kujawach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 87, s. 9–20.
- POŻARYSKI W., 1969. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Przegląd Geologiczny*, 17, 2, s. 57–65.
- POŻARYSKI W., 1970. Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 2, s. 270–282.
- POŻARYSKI W., 1971. Tektonika elewacji radomskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 1, s. 169–179.
- POŻARYSKI W., 1974. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. [W:] W. Pożaryski (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 4, cz. 1. Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 24–34.
- POŻARYSKI W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogenem przesuwczym złożonym z terranów. *Przegląd Geologiczny*, 38, 1, s. 1–9.
- POŻARYSKI W., KARNKOWSKI P., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce warszawskiej 1 : 1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RACINOWSKI R., SZCZYPEK T., WACH J., 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, ss. 146.
- RANIECKA-BOBROWSKA J., 1954. Trzeciorzędowa flora nasienna z Konina. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 71, s. 5–36.
- RANIECKA-BOBROWSKA J., 1959. Trzeciorzędowa flora liściowa z Konina. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 130, s. 159–236.

- RANIECKA-BOBROWSKA J., 1970. Stratygrafia młodszego trzeciorzędu Polski na podstawie badań paleobotanicznych. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 4, s. 728-753.
- RATAJCZAK R. 2000. Budowa geologiczna wysadu solnego i problemy ochrony środowiska. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), Przewodnik LXXI Zjazdu PTG, Bogucki Wydawnictwo Naukowe S.C., Poznań, s. 183-192.
- REMANE J., CITA M.B., DECOURT T., BOUSSE P., REPETTO F.L., FAURE-MURET A., 2000. International Stratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy, International Union of Geological Sciences, International Congress of Geological Sciences, Rio de Janeiro.
- RIPPEL J., STOJAK W., 1979. Przydatność iłów nadkładowych z KWB Konin do sporządzania płuczek wiertniczych. *Górnictwo Odkrywkowe*, 1-2, s. 5-9.
- ROUSSET D., BAYER R., GUILLON D., EDEL J.B., 1992. Structure of the southern Rhine Graben from gravity and refraction seismic data. *Tectonophysics*, 221, s. 135-153.
- RYBICKI S., KŁAPYTA Z., 1973. Charakterystyka litologiczna i skład mineralny iłów poznańskich w rejonie Turka. *Przegląd Geologiczny*, 21, 4, s. 199-202.
- SACHA B., 1961. Próba wydzielenia prowincji litologicznych miocenu Wielkopolski. *Przegląd Geologiczny*, 9, 1, s. 20-24.
- SADOWSKA A., 1995a. Palinostratygrafia i paleoekologia neogenu Przedgórze Sudetów. Materiały Sesji LXVI Zjazdu PTG, Wrocław, s. 37-47.
- SADOWSKA A., 1995b. A palynological correlation between Neogene deposits from southwestern Poland and the Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52, 35-42.
- SADOWSKA A., GIŻA B., 1991. Flora i wiek węgla brunatnego z Pątnowa. *Acta Palaeobotanica*, 31, 1-2, s. 201-214.
- SCHINDEWOLF O.W., 1960. Stratigraphische Methodik und Terminologie. *Geologische Rundschau*, 49, s. 1-35.
- SCLATER J.G., CHRISTIE P.A.F., 1980. Continental stretching: an explanation the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, 85, s. 3711-3739.
- SHARMA A., RAJAMANI V., 2000. Weathering of gneissic rocks in the upper reaches of Cauvery river, south India: implications of neotectonics of the region. *Chemical Geology*, 166, s. 203-223.
- SHELDON N.D., RETALLACK G.J., 2001. Equation for compaction of paleosols due to burial. *Geology*, 29, 3, s. 247-250.
- SISSINGH W., 1998. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland evants. *Tectonophysics*, 300, s. 249-284.
- SKIBA M., 2001. The origin of kaolinite from the Tatra Mts podzols. *Mineralogia Polonica*, 32, 2, s. 67-77.
- SKOCZYLAS J., 1994. Użytkowanie surowców skalnych w początkach państwa polskiego w Wielkopolsce. VI Konferencja Sozologiczna i Seminarium Petroarcheologiczne. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 63-74.
- SŁOMKA T., DOKTOR M., WAGNER M., MATL K., 2000. Sedymentologiczne studium miocenijskich stożków napływowych w złożu węgla brunatnego Bełchatów. *Prace Geologiczne PAN*, 147, s. 21-46.
- SOKOŁOWSKI J., 1966. Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileński-łódzkiego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 50, s. 1-94.
- SOKOŁOWSKI J., 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geologia Sudetica*, 3, s. 297-356.

- SOKOŁOWSKI J., 1974. Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Obszar przedsudecki. [W:] W. Pożaryski (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 4, cz. 1. Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 375–394.
- SOKOŁOWSKI J., 1975. Wgłębna budowa geologiczna struktury Uciechów–Bogdaj. *Acta Geologica Polonica*, 25, 4, s. 587–610.
- STACHURA E., RATAJCZAK T., 2004. The origin of pyrite in Miocene lignite from „Bełchatów” deposit. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, 24, s. 361–364.
- STANDKE G., RASCHER J., STRAUSS C., 1993. Relative sea-level fluctuations and brown coal formations around the Early-Middle Miocene boundary in the Lusatian Brown Coal District. *Geologische Rundschau*, 82, s. 295–305.
- STANKOWSKI W., BIEDROWSKI W., BIERNACKA J., CISZEWSKA M., STANKOWSKA A., WOJEWODA J., 1992. Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 16–36.
- STANKOWSKI W., BIEDROWSKI W., STANKOWSKA A., KOŁODZIEJ G., WIDERA M., WILKOSZ P., 1995a. Litologia i stratygrafia kenozoiku okolic Konina. *Przegląd Geologiczny*, 43, 7, s. 559–564.
- STANKOWSKI W., BIEDROWSKI W., STANKOWSKA A., KOŁODZIEJ G., WIDERA M., WILKOSZ P., 1995b. Cainozoic of the Konin area with special emphasis on stratigraphy of Quaternary deposits. *Quaternary Studies in Poland*, 13, s. 101–108.
- STASZKIEWICZ J., 1960. Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Adamów. Archiwum KWB Adamów, Turek.
- STEININGER F., RÖGL F., 1983. Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene. [W:] Project 25 IGCP, Paris, s. 65–66.
- STEININGER F., RÖGL F., DERMITZNIKIS M., 1987. Report of the round table discussion „Mediterranean and Paratethys correlation”. *Annales Instituti Geologici Hungarici*, 70, s. 397–421.
- STEMULAK J., 1959. Struktura Szamotuł–Obornik w świetle nowych prac wiertniczo-geologicznych. *Kwartalnik Geologiczny*, 3, 2, s. 296–309.
- STEVENS R., 1983. A new sand-silt-clay triangle for textural nomenclature. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 105, 3, s. 245–250.
- STILLE H., 1952. Salztektunik in Nordwestdeutschland und Rumänien. *Geologische Rundschau*, 40, s. 276–281.
- STOCH L., 1974. Minerály ilaste. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 503.
- STUCHLIK L., 1987. Przegląd badań paleobotanicznych osadów pliocenkich i wczesnoplejstoceńskich Polski środkowej i południowej. [W:] A. Jahn, S. Dyjor (red.), Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Wydawnictwo Ossolineum, s. 53–63.
- TARNOWSKI H., 1977. Zmiany miąższości utworów permu i triasu w obrazie rejestracji geofizycznych w wybranych strefach basenu permkiego i ich wpływ na akumulację węglowodorów, cz. 1. *Przegląd Geologiczny*, 25, 1, s. 23–26.
- TEN VEEN J.H., KLEINSPEHN K.L., 2000. Quantifying the timing and sense of fault dip slip: New application of biostratigraphy and geohistory analysis. *Geology*, 28, 5, s. 471–474.
- VAN DER ZEE W., URAI J.L., 2005. Processes of normal fault evolution in siliciclastic sequence: a case study from Miri, Sarawak, Malaysia. *Journal of Structural Geology*, 27, s. 2281–2300.
- VAN HINTE J.E., 1978. Geohistory analysis – Application of micropaleontology in exploration geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, s. 210–222.
- VANNESTE K., MEGHRAOUI M., CAMELBECK T., 1999. Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldebiss Fault, Lower Rhine Graben system. *Tectonophysics*, 309, s. 57–79.

- VINKEN R. (red.), 1988. The Northwest European Tertiary Basin, Results of the IGCP, Project No 124. Geologisches Jahrbuch Reihe A, Hannover, ss. 512.
- VISHER G.S., 1969. Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, s. 1074-1106.
- WAGNER M., 1981. Tufit z pokładu węgla brunatnego odkrywki Pątnów koło Konina. *Kwartalnik Geologiczny*, 25, 1, s. 111-120.
- WAGNER M., 1982. Zmienność litologiczno-petrograficzna i warunki sedymentacji utworów najmłodszego trzeciorzędu w zapadlisku środkowej Odry. *Geologia Sudetica*, 17, 1-2, s. 57-101.
- WAGNER M., 2000. Petrografia i praktyczne znaczenie paratonsteinów ze złoża węgla brunatnego Bełchatów. *Prace Komisji Geologicznej Polskiej Akademii Nauk*, 147, s. 100-124.
- WALKIEWICZ Z., 1968. Sedymentacja oligocenu i miocenu w okolicach Poznania. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk*, VII, 3, ss. 107.
- WALKIEWICZ Z., 1979. Trzeciorząd w przekroju równoleżnikowym środkowej Wielkopolski. [W:] W. Grocholski (red.), *Od czwartorzędu do prekambriu*. Seria Geologia, 9, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 29-40.
- WALKIEWICZ Z., 1984. Trzeciorząd na obszarze Wielkopolski. Seria Geologia, 10, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, ss. 103.
- WALKIEWICZ Z., SKOCZYŁAS J., 1989. Zróżnicowanie litofacjalne osadów miocenu w Wielkopolsce. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Seria A - Geografia Fizyczna, 38, s. 165-177.
- WAŻYŃSKA H. (red.), 1998. Palynology and palaeography of the Neogene in Polish Lowlands. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLX, ss. 41.
- WENTWORTH C.R., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, s. 377-392.
- WIDERA M., 1997a. Wpływ struktur solnych na rozwój elewacji konińskiej. [W:] S. Burliga (red.), *Tektonika solna regionu kujawskiego*. Wind, Wrocław, s. 41-50.
- WIDERA M., 1997b. Geneza paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej (rozprawa doktorska), *Archiwum Instytutu Geologii UAM*, Poznań, ss. 115.
- WIDERA M., 1998. Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, (3), Continuo, s. 55-103.
- WIDERA M., 1999. Ocena przydatności surowcowej skał mezozoicznych z odkrywek KWB Adamów. *Górnictwo Odkrywkowe*, 1, s. 19-27.
- WIDERA M., 2000a. Litostratygrafia kenozoiku we wschodniej Wielkopolsce ze szczególnym uwzględnieniem okolic Turku. [W:] J. Skoczyłlas, J. Biernacka (red.), *Przewodnik LXXI Zjazdu PTG*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe S.C., Poznań, s. 19-23.
- WIDERA M., 2000b. Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. *Przegląd Geologiczny*, 48, 10, s. 935-941.
- WIDERA M., 2000c. Węgiel brunatny w Wielkopolsce - przeszłość, teraźniejszość, przyszłość. *Streszczenia Referatów PTG*, Oddział Poznański, IX, s. 47-60.
- WIDERA M., 2000d. Stratigraphy and lithology of Quaternary sediments in the Kleczew region and in key sections of the eastern Wielkopolska Lowland, central Poland. *Geological Quarterly*, 44, 2, s. 212-220.
- WIDERA M., 2001a. Geologiczno-górnictwo warunki zalegania kopaliny w wielkopolskich odkrywkach węgla brunatnego. *Górnictwo Odkrywkowe*, 2-3, s. 91-106.
- WIDERA M., 2001b. Występowanie i zagospodarowanie kopaliny towarzyszących w wielkopolskich odkrywkach węgla brunatnego. *Streszczenia Referatów PTG*, Oddział Poznański, X, s. 61-82.
- WIDERA M., 2002a. Próba wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfu dla pokładów węgla brunatnego. *Przegląd Geologiczny*, 50, 1, s. 42-48.

- WIDERA M., 2002b. Problemy litostratygrafii trzeciorzędu wschodniej Wielkopolski. *Streszczenia Referatów PTG, Oddział Poznański, XI*, s. 15–31.
- WIDERA M., 2004. Phases of Paleogene and Neogene tectonic evolution of selected grabens in the Wielkopolska area, central-western Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74 (3), s. 295–310.
- WIDERA M., BANASZAK J., CEPIŃSKA S., DERDOWSKI R., 2004. Analiza paleotektoniczna paleogeńskiej i neogeńskiej aktywności północnych fragmentów strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica. *Przegląd Geologiczny*, 52, 8/1, s. 665–674.
- WIDERA M., CEPIŃSKA S., 2003. Charakterystyka litostratygraficzna trzeciorzędu między Luboniem a Czempiniem koło Poznania. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna*, 54, s. 149–160.
- WIDERA M., DERDOWSKI R., KARMAN R., 2005. Deformacje tektoniczne w konińsko-turkowskich odkrywkach węgla brunatnego. *Referaty*, XIV, s. 107–117.
- WIDERA M., JACHNA-FILIPCZUK G., BARTOSZEK J., 2000. Ochrona środowiska a potencjalne możliwości wydobywania kopaliny towarzyszących na przykładzie KWB Adamów S.A. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), Przewodnik LXXI Zjazdu PTG, Bogucki Wydawnictwo Naukowe S.C., Poznań, s. 131–133.
- WIDERA M., JACHNA-FILIPCZUK G., KOZULA R., MAZUREK S., 2007. From peat bog to lignite seam: a new method to calculate the consolidation coefficient of lignite seams, Wielkopolska region in central Poland. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-006-0137-z.
- WIDERA M., KITA A., 2007. Paleogene marginal marine sedimentation in central-western Poland. *Geological Quarterly*, 51, 1, s. 79–90.
- WIDERA M., MAZUREK S., 2000. Trzeciorzędowy rozwój paleotektoniczny i paleogeograficzny okolic Konina i Turku. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), Przewodnik LXXI Zjazdu PTG, Bogucki Wydawnictwo Naukowe S.C., Poznań, s. 102–104.
- WIEWIÓRA A., WYRWICKI R., 1974. Minerale ilaste poziomu ilów płomienistych serii poznańskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 18, 3, s. 615–635.
- WIEWIÓRA A., WYRWICKI R., 1976. Beidelit osadów serii poznańskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 20, 2, s. 331–341.
- WILKOSZ P., 2000. Budowa geologiczna struktury Mogilna, wykształcenie i wiek czapy gipsowej. [W:] J. Skoczylas, J. Biernacka (red.), Przewodnik LXXI Zjazdu PTG, Bogucki Wydawnictwo Naukowe S.C., Poznań, s. 199–203.
- WIŁUN Z. 1987. Zarys geotechniki. Wydawnictwo Komunikacji i Łączności, Warszawa, ss. 723.
- WOJEWODA J., 1992a. Odształcenia elementów strukturalnych i ich otoczenia w osadzie w następstwie kompaktacji – przykład zastosowania dla wybranych pokładów KWB „Bełchatów”. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 69.
- WOJEWODA J., 1992b. Cechy strukturalne osadów, s. 23–24. Rekonstrukcja paleogeograficzna i wiek osadów, s. 27. [W:] W. Stankowski, W. Biedrowski, J. Biernacka, M. Ciszewska, A. Stankowska, J. Wojewoda, Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego, Instytut Geologii UAM, Poznań, s. 16–36.
- WOLAŃSKA H., 1962. Stratygrafia mikropaleontologiczna oligocenu Polski zachodniej. *Kwartalnik Geologiczny*, 6, 1, s. 149–156.
- WOLNOWSKI T., 1984. Rozwój tektoniczny strefy Klęka–Jarocin. Seria Geologia, 11, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 69–80.

- WOŹNY E., 1962. Stratygrafia oligocenu Polski zachodniej na podstawie makrofauny. *Kwartalnik Geologiczny*, 6, 1, s. 134-148.
- WYBRANIEC S., 1995. Grawimetryczna pseudorzeźba cieniowana Polski. *Przegląd Geologiczny*, 43, 2, s. 106.
- WYBRANIEC S., 1999. Rów Kleszczowa w obrazie grawimetrycznym. [W:] Młodoalpejski rów Kleszczowa. Materiały konferencyjne, Słok koło Bełchatowa, s. 117-127.
- WYRWICKI R., WIEWIÓRA A., 1981. Clay minerals of the Upper Miocene sediments in Poland. *Bulletin Polish Academy of Science, Earth Sciences*, 29, 1, s. 67-71.
- WYSOKIŃSKI L., ZAPAŚNIK T., 1984. Poligenetyczność tektonicznego rowu Bełchatowa. *Technika Poszukiwań Geologicznych*, 2, 23, s. 2-6.
- WYSZOMIRSKI P., GAWEŁ A., 1999. Badania nad modyfikacją chemiczną kopaliny ilastej z KWB Adamów w aspekcie kompleksowego jej wykorzystania. *Górnictwo Odkrywkowe*, 1, s. 18-38.
- ZAGWIJN W., HAGER H., 1987. Correlation of continental and marine Neogene deposits in South-Western Netherlands and the Lower Rhine district. *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie (Contributions to Tertiary and Quaternary Geology)*, 24, s. 59-78.
- ZIEGLER P.A., 1992. North Sea rift system. [W:] P.A. Ziegler (red.), *Geodynamics of Rifting. Tectonophysics*, 208, s. 55-75.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S., VAN WEES J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252, s. 7-59.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1974. Palynological characteristics of the Neogene of Western Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 19, 3, s. 309-432.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., WAŻYŃSKA H., 1981. A palynological subdivision of the Neogene in Western Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 29, 1, s. 29-43.
- ZNOSKO J., 1957. Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszlowców sydereytowych. *Kwartalnik Geologiczny*, 1, 1, s. 90-103.

LITHOSTRATIGRAPHY AND PALAEOTECTONICS OF THE SUB-PLEISTOCENE CENOZOIC OF WIELKOPOLSKA

INTRODUCTION

Until now there has been only one very important publication about sub-Cenozoic geology in the Wielkopolska area (Walkiewicz 1984). In fact, the author summarized and synthesized knowledge about the lithostratigraphy, palaeogeography and palaeotectonics of the central and south-western parts of study area (Fig. 1). After that time an international chronostratigraphic scale was changed (Daniels et al. 1985; Remene et al. 2000; Gradstein et al. 2004). The lithostratigraphic schemes were correlated on regional and interregional scale (Steininger, Rögl 1983; Steininger et al. 1987; Zagwijn, Hager 1987). Consequently, a position of lithostratigraphic units in chronostratigraphic schemes has been changed for the Polish Lowlands (Dyjur, Sadowska 1986; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). That is a reason why, the above-mentioned paper of Walkiewicz (1984) is partially outdated.

The sub-Pleistocene Cenozoic deposits have been known in Wielkopolska since the beginning of the 19th century (vide Walkiewicz 1984; Piwocki 2001, 2004a). The sub-Pleistocene Neogene deposits have been exposed in a great number of localities in the study area. However, the progress in mining activity exposed a lot of new interesting sedimentary successions and tectonic structures. On the other hand, outcrops with the Paleogene sediments had not been known in Wielkopolska until the last decade of the 20th century. Then, a few new exposures with the Paleogene deposits have been discovered close to Konin and Turek (Stankowski et al. 1992; Widera 2002b; Widera, Kita 2007). The deposits were examined in small outcrops and great open-cast mines as well as in numerous boreholes situated in the Wielkopolska territory. The investigations provided the lithological, mineralogical and sedimentological documentation of these deposits. On the other hand, some fragments of Wielkopolska, especially the graben areas, were analyzed tectonically.

This work is a continuation of a former study by the author, which was focused on the eastern Wielkopolska area only, so-called the Konin Elevation (Widera 1997b, 1998). In contrast, the whole Wielkopolska territory has been taken into consideration in the presented work. The first main objective of this study is partially a revision of the lithostratigraphic schemes of the Paleogene and sub-Pleistocene Neogene established by

Ciuk (1970, 1974). The second main objective is to provide quite contemporary results about tectonic evolution of the Cenozoic grabens in Wielkopolska using modern and more complex research methods, including those of the author (Widera 1997b, 1998, 2002a; Widera et al. 2007).

MATERIAL AND METHODS

More than 8000 borehole profiles were collected from geological archives of Lignite Mine "Konin" in Kleczew, Lignite Mine "Adamów" in Turek, Konin District, Turek District and Polish Geological Institute in Warsaw. On the other hand, 561 samples of deposits were collected for grain-size analysis from outcrops and lignite open-casts located in the vicinity of Konin and Turek. In fact, the Paleogene deposits were exposed mainly in outcrops in the Konin surroundings and the Neogene ones were collected from the open-casts belonging to the above-mentioned lignite mines. Sedimentological observations and sampling have been made during the fieldwork which was carried out in 1998–2005. The structures of deposits are described using the terminology of Allen (1963, 1965). Tectonic structures are described according to the nomenclature of Jaroszewski (1972, 1981) and Billings (2004).

Grain-size parameters of Folk and Ward (1957) were estimated for the samples of deposits. Then, the samples were selected for further examination such as: Visher's (1969) lithodynamic analysis, statistical analysis (Folk, Ward 1957), X-ray diffraction analysis (XRD), scanning microscope observation (SEM) and heavy mineral examination. Most of these analyses were made at the Institute of Geology and at the Institute of Chemistry, Adam Mickiewicz University in Poznań. Moreover, the analyses of heavy mineral composition and petrology of pebbles were made at the Geological Enterprise "Proxima" in Wrocław.

The author's two methods, connected with the palaeotectonic analysis, were described and used in this dissertation. The first one was applied to determine the outline of tectonic grabens in the eastern Wielkopolska area (Widera 1997b, 1998). The connection between relief of the Mesozoic substratum and the lignite seam base is proved on the basis of sedimentological and cartographic investigations. The best correlation has been noticed when the major fault in the substratum was active during peat sedimentation. Thus, it is possible to indicate most of the synsedimentary faults in the Mesozoic rocks on the base analyzing cross-sections and/or the structural map of the base of the main lignite seams (Figs 3, 4). This method was tested in the area with a great number of boreholes drilling through the lignite seams and reaching the Mesozoic top. Moreover, the same method was used successfully in other areas where sub-Cenozoic rocks were drilled very rarely (Widera 1997b, 1998). In practice, this method is very useful in territories, where a lot boreholes are piercing the lignite base and only few are reaching the sub-Cenozoic substratum. Using this method, location of the main eastern fault of the Poznań-Oleśnica Dislocation Zone has been determined quite precisely in the substratum of the City of Poznań (Figs 51, 52).

The author's second method was proposed to estimate the consolidation coefficient of lignite seams (Widera 2002a; Widera et al. 2007). It is conceptually fairly close to the Hager et al. (1981) method. This method is based on the analysis of boreholes with thick central and thin marginal lignite seams within one peat-bog basin (Fig. 5). In general, the consolidation coefficient is described as the primary thickness divided by the present-day thickness of a deposit. In the present contribution, the consolidation coefficient of lignite seam is defined as the ratio between the peat bog thickness before burial and the present thickness of the resulting lignite seam (Widera 2002a). Only few, simple equations are required to estimate the primary height of the peat-bog surface before burial. The thickness of the present-day lignite in the boreholes is obviously known. Then, the consolidation coefficient can be easily calculated. In order to obtain geologically correct results, the boreholes used for the input data must be selected carefully, and the following phenomena should be excluded: postdepositional erosion, postdepositional tectonics and/or glaciectonics and the presence of mineral intercalations. This method has been tested on an example of the first Middle-Polish Lignite Seam and the second Lusatian Lignite Seam from some Wielkopolska lignite deposits in central Poland (Figs 46, 47). The consolidation coefficients, C_c , range between 2.34 and 2.56 for the second Lusatian Lignite Seam and between 1.80 and 2.14 for the first Middle-Polish Lignite Seam (Widera et al. 2007). Then, the values of the consolidation coefficients have been taken into consideration in the palaeotectonic analysis to distinguish between the consolidation subsidence and the tectonic subsidence.

OUTLINE OF THE SUB-CENOZOIC GEOLOGY

The Wielkopolska territory lies in the area of three main geological and structural units of Poland (Sokołowski 1967; Pożaryski 1971; Dadlez, Marek 1974). It is the Fore-Sudetic Monocline in the SW parts of the study area. The central fragment of Wielkopolska, approximately orientated NW-SE, lies within the Szczecin-Łódź-Miechów Trough. The northernmost and the easternmost relatively small parts are situated in the area of the Mid-Polish Swell (Fig. 7).

The sub-Cenozoic basement of studied territory is stratigraphically diversified. The oldest rocks, representing different stages of the Triassic and Jurassic, are in the Fore-Sudetic Monocline and the Mid-Polish Swell. In contrast, the Cretaceous deposits build the top of the Szczecin-Łódź-Miechów Trough (Deczkowski et al. 1978; Dadlez 1980; Jaskowiak-Schoeneichowa 1981; Grocholski 1976, 1984, 1991; Dadlez et al. 2000).

The relief of the sub-Cenozoic palaeosurface is characterized by numerous depressions and elevations. It lies at attitude from 138,3 m a.s.l. in the S part, to 322,4 m b.s.l. in N part of Wielkopolska. There are the major dislocation zones: Poznań-Szamotuły, Poznań-Kalisz, Poznań-Oleśnica and Gopło-Ponętów-Pabianice (Fig. 6). These zones contain a few grabens, which were tectonically active in the Mesozoic, partially in the Paleozoic too, and rejuvenated in the Cenozoic (Deczkowski, Gajewska 1980; Karnkowski 1980; Widera et al. 2004; and references therein). On the other hand, the Konin Elevation is recognized in eastern Wielkopolska. It contains numerous grabens, which developed in the Cenozoic only (Widera 1998, 2004, and references therein).

LITHOSTRATIGRAPHY

The Paleogene and sub-Pleistocene Neogene lithostratigraphy of Polish Lowlands, including the Wielkopolska territory, was established by Ciuk (1970, 1974). Then it was simplified and slightly supplemented by Piwocki and Ziemińska-Tworzydło (1995, 1997), Piwocki et al. (1996a, 1996b), Piwocki (2001, 2004a) and Widera (2002b). In this work the study area is divided into the eastern and the western parts, which are separated by eastern border of the Ścinawa Formation (Fig. 45). Generally, the lithostratigraphic column is most complete in western Wielkopolska and may be quite easily correlated with the lithostratigraphy of other parts of the NW European Tertiary Basin (Vinken 1988; Grimm 2002; Kupetz et al. 2004) and with the neighbouring territories of Poland (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Piwocki et al. 1996a, 1996b; Piwocki 2001, 2004a). That is a reason why, two lithostratigraphic columns are presented in the background of contemporary chronostratigraphic model recommended by the International Commission on Stratigraphy (Gradstein et al. 2004). Moreover, the sub-Cenozoic lithostratigraphy of Polish Lowlands, including the Wielkopolska territory, is not established formally according to The Principles of the Polish Classification of Stratigraphic Terminology and Nomenclature (Alexandrowicz et al. 1975). Microfossil groups are very rare or are redeposited due to unfavorable facies conditions, often with noncalcareous shallow marine-brackish to limnic and fluviatile environments. Microfauna, such as foraminifers, calcareous nannoplankton and dinocysts, only occasionally support the lithostratigraphic zonation. Thus, the correlation is based on a comparison of lithology, facies and sequences of deposits. An exception are the detailed palynological investigations of lignite seams. They are useful in a regional or interregional correlation in parastratigraphic meaning obviously (Schindewolf 1960; Vinken 1988).

Between the Late Eocene and the Late Oligocene the Wielkopolska territory was submerged by the boreal seas generally coming from the area of Germany (Vinken 1988; Grimm 2002). The Paleogene deposits in the study area are informally divided into four lithostratigraphic units: Lower Mosina, Czempień, Upper Mosina and Leszno Formations. Between most of above-mentioned units the unconformities are locally marked by coarse sands and fine gravels. Most of these formations are developed in facies typical for shallow sea - glauconitic and/or micaceous sands. An exception is the Czempień Formation with lignite seams, which is composed of non-marine facies.

The Paleogene deposits start from intensively green glauconitic sands of the Lower Mosina Formation. It lies unconformably on the pre-Paleogene rocks. At the base of the Lower Mosina Formation coarse sands and fine gravels are sometimes recognized (Ciuk 1974; Piwocki 2004a). The upper unit is the Czempień Formation, which is generally composed of various non-marine sediments developed in limnic and fluviatile facies with intercalations of brackish glauconitic sands in some localities of the most south-western studied areas. This lithostratigraphic unit consists mainly of silts, clays and silty sands with lignite seams, so-called the fifth Czempień Lignite Group. In Wielkopolska territory the Upper Mosina Formation and the Lower Mosina Formation are lithologically almost the same. Thus, the Upper Mosina Formation is developed as greenish glauconitic sands of shallow marine origin, locally with coarse sands and fine gravels at the base. Only in

the northernmost Wielkopolska they mainly consist of clays of deeper marine origin (Piwocki 2001, 2004a). These deposits refer to the Rupel Formation in eastern Germany (Ahrens, Lotsch 1963; Standke et al. 1993; Grimm 2002; Kupetz et al. 2004) and are comparable with the so-called Septaria clays in other parts of the NW European Tertiary Basin (Vinken 1988). At the top of the above-described older Early Oligocene formations the Leszno Formation occurs in the south-western parts of the study territory only. This formation consists of shallow marine glauconitic sands and brackish micaceous silts or fine-grained sands with fine gravels locally at the base. The Late Oligocene time was probably a period of uplift and erosion of the rest of Wielkopolska area (Widera 2004). That is a reason why, the Upper Oligocene deposits are not known and the stratigraphic hiatus is distinguished in most of the study area (Widera, Kita 2007).

In contrast, deposits of the Lower Mosina, Czempin and Upper Mosina Formations occur in the eastern part of Wielkopolska, but in residual form. However, a new informal lithostratigraphic unit was proposed for deposits exposed in the vicinity of Konin, i.e. the Kaolinite Sand Unit (Fig. 45; Widera, Kita 2007). These kaolinite-rich sands, with poorly preserved fauna belonging to gastropods *Turritella* and bivalves *Glycymeris*, are typical for the marine nearshore bars. Moreover, the Kaolinite Sand Unit is very significant for the Paleogene lithostratigraphy, palaeogeography and palaeotectonics of the whole central Poland. This unit is correlated with the Lower Mosina Formation and its age may be determined as the earliest Early Oligocene or should be extended from the latest Eocene to the earliest Early Oligocene according to Piwocki's opinion (2001, 2004a). Additionally, gravels of various grain size, shape and petrographical composition were examined in the open-cast of the Koźmin South lignite deposit, in the vicinity of Turek. These Paleogene gravels were preliminarily regarded as the residually-marine beach sediments re-deposited into the Neogene sediments - the Koźmin Formation (Widera, Kita 2007). In both cases, the age of the above-mentioned kaolinite sands and gravels was only roughly estimated and requires further investigations. As well as so-called "blue clays" or "green clays", discovered in the Koźmin South lignite deposit and situated between the Mesozoic substratum and the Neogene overburden, are interpreted as the Lower Oligocene (Rupelian) - the Czempin Formation (Widera, Kita 2007). Previously the age of these clays was regarded as the Middle Miocene - the "Adamów" Formation (Czarnik 1972). One of the results of this study is a proposal to move southwards the maximum line of southern extent of the Paleogene deposits in Wielkopolska, especially in the vicinity of Konin and Turek. This opinion differs from the previous palaeogeographic maps prepared by Areń (1957-1964), Walkiewicz (1984), Vinken (1988) and Piwocki (2001, 2004a).

The sub-Pleistocene Neogene sediments were deposited in Wielkopolska between the earliest Early Miocene and the latest Late Miocene, and locally perhaps in the earliest Early Pliocene (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). These deposits in the study area are informally divided into six or seven lithostratigraphic formations and four members (Figs 25, 45). They are: the Rawicz, Ścinawa (= Krajenka), Pawłowice, Naramowice, Poznań and Koźmin Formations. Sometimes the Rawicz Formation is divided sporadically into the Dąbrowa and Żary Members. Within the Poznań Formation the Middle-Polish and Wielkopolska Members are distinguished. Most deposits of the Rawicz, Pawłowice, Naramowice and Koźmin Formations are sandy lithofacies. Sporadically,

clays, silts, gravels or lignites, are present as intercalations there. The Dąbrowa and Wielkopolska Members as well as the Ścinawa Formation contain lignite seams which lithostratigraphically are very important. Respectively they are: the fourth Dąbrowa Lignite Seam within the Dąbrowa Member, the third Ścinawa Lignite Seam and/or the second Lusatian Lignite Seam within the Ścinawa Formation and the first Lignite Seam within the Middle-Polish Member. The Wielkopolska Member is built of fine-grained lithofacies such as clays and silts, but occasionally it is dominated by sands in peripheral parts of sedimentary basin.

The main lithostratigraphical problem is connected with the "Adamów" Formation. Simply speaking, the "Adamów" Formation was not established correctly. This name was proposed describing deposits in the vicinity of Leszno in western Wielkopolska (Ciuk 1967). However, the stratotype area was located in open-casts of Adamów Lignite Mine in the vicinity of Turek in eastern Wielkopolska. Moreover, correlation of the Neogene deposits between the western and eastern studied territories was made incorrectly by Walkiewicz (1979, 1984) in the light of principles of stratigraphy and cartography. That is why, comparison of borehole data, along the cross-sections through the Wielkopolska area, indicated few mistakes in former schemes. In this study the correlation of deposits between the Lubstów Graben and other grabens in eastern Wielkopolska resulted a new lithostratigraphic scheme. It seems to be clear that deposits from the Leszno and Turek regions, described early as the "Adamów" Formation, represent different lithostratigraphic units. Thus, the first resolve is to resign from the name "Adamów" Formation. The second proposal is to establish two lithostratigraphic equivalents of the "Adamów" Formation in western and eastern Wielkopolska. They are the Naramowice and Koźmin Formations, respectively (Fig. 45).

The Middle-Polish or Wielkopolska Members, belonging to the Poznań Formation, rest at the top of the Naramowice and Koźmin Formations (Fig. 45). The Ścinawa or Pawłowice Formations underlie the Naramowice Formation. In contrast, the Paleogene or Mesozoic rocks exist under the Koźmin Formation. These formations are lithologically almost the same. They consist mainly of sands, but locally contain intercalations of coaly silts with lignite layers, which are observed especially within the Koźmin Formation. In the case of last-mentioned unit, the so-called Koźmin Gravels are resting at the base. This lithological feature may be comparable with the Rawicz Formation, containing gravels at the base, which partially interfinger with the Koźmin Formation.

The Ścinawa Formation with the second Lusatian Lignite Seam, sometimes also the Pawłowice Formation, separates sandy deposits of the Rawicz and Naramowice Formations in western Wielkopolska. In opposite, the Koźmin Formation can be distinguished in areas where the Ścinawa Formation is lacking. It is the reason why, deposits of the Koźmin Formation from eastern Wielkopolska interfinger laterally with deposits of the Rawicz, Ścinawa, Pawłowice, Naramowice Formations and the Middle-Polish Member from western Wielkopolska. An exception to the rule is the Lubstów Graben, where the second Lusatian Lignite Seam is present in the eastern Wielkopolska territory. The Koźmin Formation lithostratigraphically refers to the above-mentioned units there. Thus, the age of the Koźmin Formation is limited by the period of time when the Rawicz Formation and the Middle-Polish Member were deposited. It should be extended from the

lowermost part of the Early Miocene to the middle part of the Middle Miocene. In contrast, the age of the Naramowice Formation is determined as the middle part of the Middle Miocene (Fig. 45).

PALAEOTECTONICS

In the Wielkopolska area twenty one Cenozoic grabens are distinguished (Fig. 7). Their tectonic activity was defined qualitatively and quantitatively by aggradation coefficient, which qualifies how many times an average thickness of the sediments within the graben is bigger than the average thickness of the sediments outside the graben. The calculations were made on the base of the data from boreholes located along selected cross-section lines. Five tectonic phases were determined taking into consideration the combined results of the consolidation and aggradation coefficients. However, from two to five phases within individual graben can be usually identified. Accordingly to the Alpine and Carpathian tectonic nomenclature (Stille 1952), these are the Pyrenean, Savian, Styrian, Moldavian and one uncertain post-Moldavian phase (Fig. 71).

During sedimentation of the Lower Mosina, Czempień and Upper Mosina Formations the first tectonic phase took place in most of the examined grabens. Only some grabens were not active tectonically in the Paleogene, e.g. the Kępno, Sulmierzyce, Władysławów, Kleczew and Niesłusz-Gosławice Grabens. Whereas, the greatest subsidence, more than 130 m, was in the Lubstów Graben. In other negative palaeostructures, i.e. in the Czempień and Szamotuły Grabens, the subsidence was at least 2.5 or 4.0 times smaller, respectively.

The beginning of sedimentation of the Rawicz Formation in western Wielkopolska and the Koźmin Formation in eastern Wielkopolska may be correlated with the Savian phase. In this time the evolution of few Paleogene grabens was continued and a few new grabens started their activity. They are the Kępno, Sulmierzyce, Uciechów, Sieroszowice, Władysławów, Kleczew and Niesłusz-Gosławice Grabens. Thus, the whole tectonic history of mentioned grabens is limited to the Neogene only.

The third, the Styrian phase took place during the sedimentation of the Ścinawa Formation with the second Lusatian Lignite Seam. All of the analyzed grabens in western Wielkopolska were tectonically active and the subsidence, reaching at least a few tens of meters, took place at that time (Fig. 71). Taking into account the lithology of sediments and their compaction/consolidation the differences between the subsidence of the grabens and their surroundings would have reached up to 100 m (Widera 2004; Widera et al. 2004). On the other hand, only the Lubstów Graben located in the area of the Konin Elevation in eastern part of the study territory was active in the Styrian phase. These vertical movements were the greatest in the whole Wielkopolska. It is legible in thickness of the second Lusatian Lignite Seam – the Lubstów Lignite Seam, which reaches 86,2 m in this graben. On the basis of the author's calculation, the consolidation coefficient for the above-mentioned lignite seam may be assumed as ca 2.5 (Widera 2002b; Widera et al. 2007). Thus, the size of subsidence during the time of peat deposition exceeded more than 200 m in the Lubstów Graben.

Sedimentation of the Middle-Polish Member took place during the Moldavian phase. Relatively small positive or negative vertical movements took place in a few grabens of

western Wielkopolska. For example, the Szamotuły, Gostyń and Chobienia-Rawicz Grabens were subsided. In contrast, the Naramowice, Czempień and Krzywiń Grabens were uplifted at that time. In eastern Wielkopolska most grabens of the Konin Elevation, with an exception of the Lubstów Graben, reached the greatest activity in their tectonic history (Fig. 71). This phase is linked with sedimentation of the first Middle-Polish Lignite Seam – the Konin Lignite Seam. Taking into consideration the consolidation coefficient for these lignites, approximately ca 2.0, the size of subsidence is estimated from a few to more than 30 m during the Moldavian phase.

The last tectonic stage, so-called the post-Moldavian phase, is recognized in some grabens of Wielkopolska. It took place after the sedimentation of the Middle-Polish Member, but before the glacial Pleistocene (Widera 2004; Widera et al. 2004). Tectonic activity was affirmed in the Szamotuły, Naramowice, City of Poznań, Mosina, Czempień, Krzywiń and Gostyń Grabens. In the area of these grabens the main faults were subjected to reactivation, which is marked in throw of the Middle-Polish Member of 20–40 m. In eastern Wielkopolska the Bilczew-Drzewce and Lubstów Grabens were uplifted only (Fig. 71). After sedimentation of the Middle-Polish Member the axial parts of the Bilczew-Drzewce were uplifted by 20 m. In the case of the Lubstów Graben only its deepest SE parts were subjected to uplifting movements. On the basis of an assumed thickness of the peat and morphology of the base of the Lubstów Lignite Seam it was calculated that vertical movements reached more than 100 m in the post-Moldavian phase.

The above-distinguished tectonic phases in the Wielkopolska grabens are synchronous with the main periods of tectonic activity of Europe. A lot of structures, similar to those described above, were affected by subsidence and/or uplift at the same time. Especially, the tectonic phases are distinguished in the West European Rift (Malkowski 1987; Peterek et al. 1997; Sissingh 1998; Michon et al. 2003) and in the North Sea Rift System (Ziegler 1992). Some of these stages of tectonic evolution of the grabens and basins are indicated in the Carpathian-Alpine orogen and its foreland (Ziegler et al. 1995; Hippolyte, Sandulescu 1996), including the Sudetes, Carpathians and Carpathian Foredeep (Dyjar 1995; Oszczypko 1996, 1999, 2001; Krysiak 2000; Poprawa et al. 2001). Moreover, they are well documented also in the Pannonian Basin (Bergerat 1989; Fodor 1995; Kovác et al. 1995; Bada et al. 1996).

The activity of salt structures, which occur in the basement, played a significant role in the Cenozoic development of grabens situated within the Szczecin-Łódź-Miechów Trough and partially within the Mid-Polish Swell. Most of all, the origin of the Konin Elevation with grabens at its top is explained with halotectonics and/or halokinesis (Widera 1998). The exceptions are the Lubstów Graben – Konin Elevation and the Szamotuły Graben – Oborniki Elevation, located above the main Permian-Mesozoic dislocation zones, where the deeply-rooted Variscan dislocations underwent reactivation. In these cases, their origin can be linked with both processes, i.e. reactivation of older faults and the uplifting of the salt structures (Widera 2004, and references therein). In contrast, the planform of grabens of the Fore-Sudetic Monocline is connected with dislocations in the Mesozoic and even in the Paleozoic basement (Sokołowski 1967). Then, the pre-Cenozoic faults were rejuvenated in the Paleogene and pre-Pleistocene Neogene (Deczkowski, Gajewska 1980; Karnkowski 1980; Widera 2004, and references therein).

CONCLUSIONS

The results of this study partially change as well as partially supplement the knowledge of the geology of the sub-Pleistocene Cenozoic in Wielkopolska. On the basis of the various methods the lithostratigraphy and palaeotectonics were analyzed in detail. The lithological and tectonic observations made in outcrops and lignite open-casts were the base of resolve of some lithostratigraphic and palaeotectonic problems.

In general, some changes in the lithostratigraphic schemes are proposed. A new informal unit, so-called the Kaolinite Sand Unit, was suggested for the Paleogene deposits exposed in the vicinity of Konin. Moreover, the Koźmin Gravels are regarded as the Paleogene residually-marine beach sediments. In the Neogene lithostratigraphic scheme it is the first proposal to give up the "Adamów" Formation. The other one is to establish two new informal units, i.e. the Naramowice and Koźmin Formations.

The phases of tectonic activity were recognized quantitatively and qualitatively for grabens located in the Wielkopolska area. Using the Stille's (1952) nomenclature they were connected with the sedimentation of the proper lithostratigraphic units. The study area was affected by five tectonic stages, i.e. the Pyrenean, Savian, Styrian, Moldavian and post-Moldavian phases. They may be easily correlated with the major tectonic structures in various parts of Poland as well as Europe. On the other hand, the shape and the time of the grabens' evolution in Wielkopolska depended on their location. In these cases, the subsidence or uplift of the grabens were linked with the salt structures and/or the deeply-rooted Variscan dislocations in the sub-Cenozoic substratum.

PLANSZE

Plansza I. Osady paleogeńskie odsłaniające się w okolicy Konina i Starego Miasta

Plate I. Paleogene deposits exposed in the vicinity of Konin and Stare Miasto

Plansza II. Osady formacji rawickiej w rowie Lubstowa

Plate II. Rawicz Formation deposits in the Lubstów Graben

Plansza III. Osady formacji ścinawskiej w rowie Lubstowa

Plate III. Ścinawa Formation deposits in the Lubstów Graben

Plansza IV. Osady formacji koźmińskiej w rowach elewacji konińskiej

Plate IV. Koźmin Formation deposits in grabens of the Konin Elevation

Plansza V. Osady formacji poznańskiej w rowach elewacji konińskiej

Plate V. Poznań Formation deposits in grabens of the Konin Elevation

Plansza VI. Przykłady ciągłych i nieciągłych struktur tektonicznych w rowie Lubstowa - formacja rawicka

Plate VI. Examples of continuous and discontinuous tectonic structures in the Lubstów Graben - the Rawicz Formation

Plansza VII. Przykłady uskoków syntetycznych i antytetycznych w rowie Lubstowa - formacja rawicka

Plate VII. Examples of synthetic and antithetic faults in the Lubstów Graben - the Rawicz Formation)

Plansza VIII. Przykłady nieciągłych struktur tektonicznych w rowie Adamowa, odkrywka Koźmin S

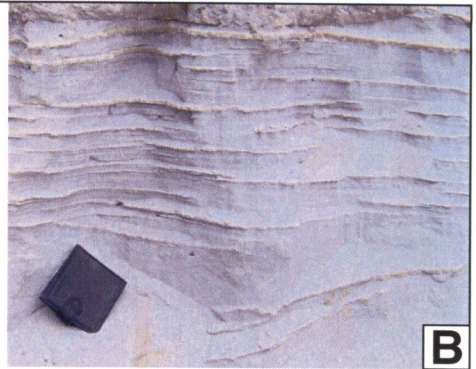
Plate VIII. Examples of discontinuous tectonic structures in the Adamów Graben, the Koźmin S open-cast

Plansza I. Osady paleogeńskie odsłaniające się w okolicy Konina i Starego Miasta: **A.** Piaski warstwowane przekątnie tabularnie w dużej skali w południowej części stanowiska Konin-Przydziałki (wrzesień 2005 r.); **B.** Piaski warstwowane poziomo w dużej skali w południowej części stanowiska Konin-Przydziałki (wrzesień 2005 r.); **C.** Piaski warstwowane przekątnie rynnowo w małej skali we wschodniej części stanowiska Konin-Przydziałki (maj 2003 r.); **D.** Piaski z warstwami kaolinitu zaburzone synsedymacyjnie w stanowisku Stare Miasto-Cmentarz (czerwiec 2004 r.); **E.** Piaski niewarstwowane z widocznymi pozostałościami muszli z rodzaju *Turritella* (lewy górny róg fotografii) w stanowisku Stare Miasto-Cmentarz (czerwiec 2004 r.); **F.** Granica erozyjna między osadami paleogeńskimi i plejstoceniowymi w stanowisku Stare Miasto-Cmentarz (wrzesień 2005 r.); **G.** Piaski paleogeńskie niewarstwowane z widocznymi pozostałościami muszli z rodzaju *Turritella* (lewa strona fotografii) w stanowisku Stare Miasto-Cmentarz (wrzesień 2005 r.)

Plate I. Paleogene deposits exposed in the vicinity of Konin and Stare Miasto: **A.** Planar cross-stratified sands in large scale in southern part of the Konin-Przydziałki site (September 2005); **B.** Horizontal stratified sands in large scale in southern part of the Konin-Przydziałki site (September 2005); **C.** Trough cross-stratified sands in small scale in eastern part of the Konin-Przydziałki site (May 2003); **D.** Synsedimentarily deformed sands with kaolinite layers in the Stare Miasto-Cmentarz site (June 2004); **E.** Non-stratified sands with visible remain of *Turritella* shell (left upper corner of photograph) in the Stare Miasto-Cmentarz site (June 2004); **F.** Erosional boundary between the Paleogene and Pleistocene deposits in the Stare Miasto-Cmentarz site (September 2005); **G.** Non-stratified sands with visible remain of *Turritella* shell (left side of photograph) in the Stare Miasto-Cmentarz site (September 2005)



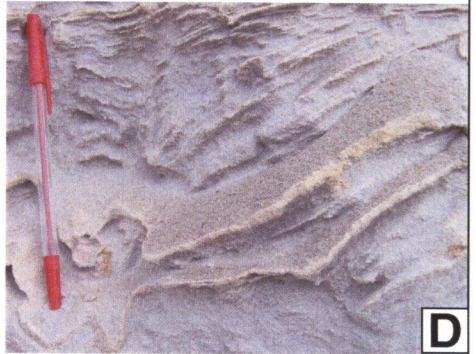
A



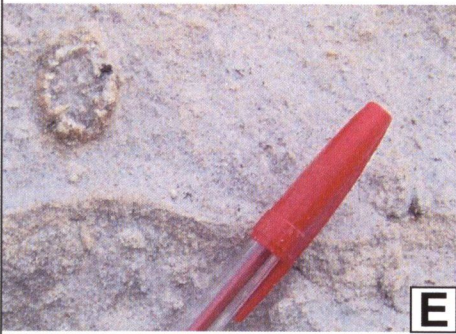
B



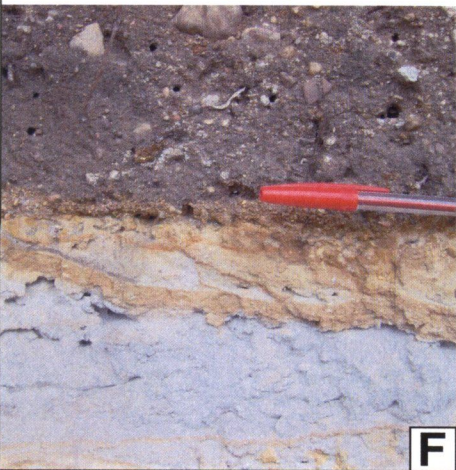
C



D



E



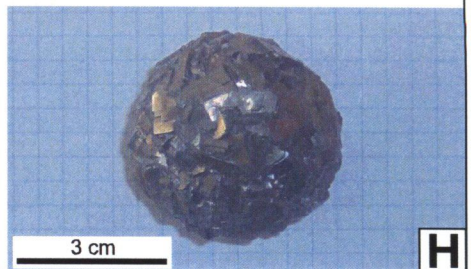
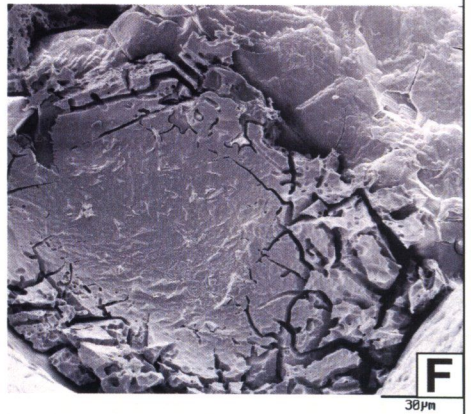
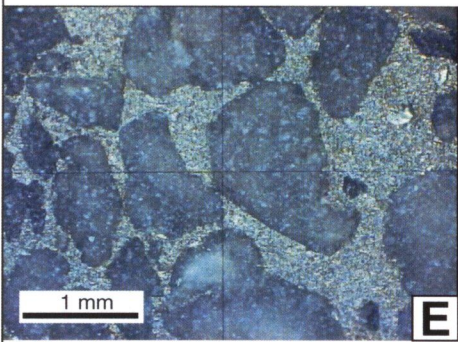
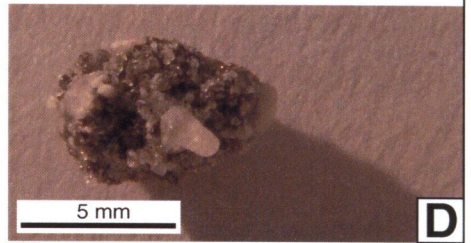
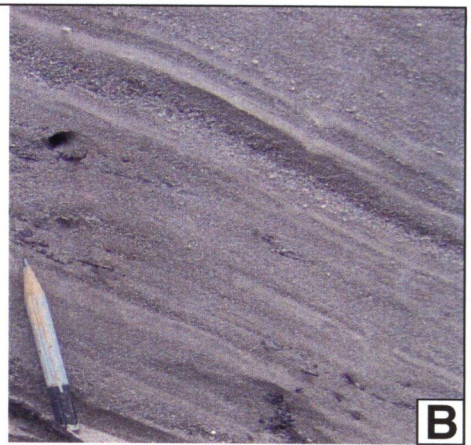
F



G

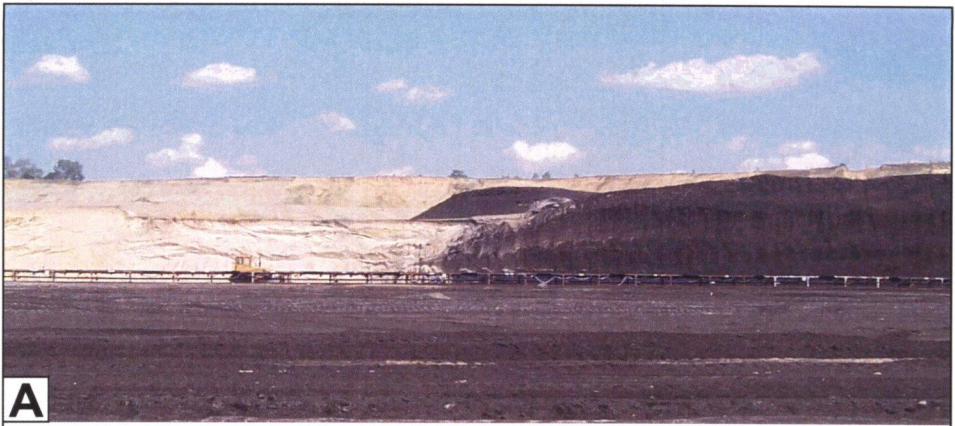
Plansza II. Osady formacji rawickiej w rowie Lubstowa: **A.** Białe i szare piaski z domieszką pyłu węglowego (kwiecień 2002 r.); **B.** Piaski i żwiry warstwowane przekątnie tabularnie, częściowo nachylone tektonicznie (czerwiec 2004 r.); **C.** Konkrecje pirytowe o kolistych kształtach; **D.** Konkrecja pirytowa z ziarnami grubych piasków o eliptycznych kształtach, długość konkrecji wynosi 7 mm; **E.** Obraz konkrecji pirytovej uzyskany za pomocą mikroskopu optycznego, $\times 200$; **F.** Obraz w mikroskopie skaningowym struktury pirytu w konkrecji; **G.** Obraz w mikroskopie skaningowym ziarn pirytu i kwarcu w konkrecji; **H.** Konkrecja z bardzo dobrze wykryszalowanym pirytem z Kopalni Węgla Brunatnego Konin w Kleczewie, średnica konkrecji wynosi 4,5 cm

Plate II. Rawicz Formation deposits in the Lubstów Graben: **A.** White and grey sands with admixture of the lignite dust (April 2002); **B.** Planar cross-stratified sands and gravels, partly tectonically inclined (June 2004); **C.** Pyrite concretions spherical in shape; **D.** Pyrite concretion with coarse quartz grains ellipsoidal in shape, the concretion is 7 mm long; **E.** Pyrite concretion microphotograph obtained with the optical microscope, $\times 200$; **F.** SEM microphotograph of pyrite structure in the concretion; **G.** SEM microphotograph of pyrite and quartz grains in the concretion; **H.** Concretion with very well crystalline pyrite from the Konin Lignite Mine in Kleczew, the concretion is 4.5 cm in diameter



Plansza III. Osady formacji ścinawskiej w rowie Lubstowa: **A.** II lużycki pokład węgla brunatnego rozcięty przez plejstocena rynnę subglacialną (maj 2002 r.); **B.** Wielozestaw piasków warstwowych przekątnie tabularnie, przedzielonych piaskami i piaskami pylastymi warstwowanymi subhoryzontalnie, położonymi między dwoma grubymi warstwami węgla brunatnego (wrzesień 2004 r.); **C.** Zestaw piasków warstwowych subhoryzontalnie i wielozestaw piasków warstwowych przekątnie rynnowo, położonych między dwoma grubymi warstwami węgla brunatnego (wrzesień 2004 r.); **D.** Węgiel brunatny detrytowy o strukturze bloczkowej II lużyckiego pokładu węgla brunatnego (maj 2002 r.)

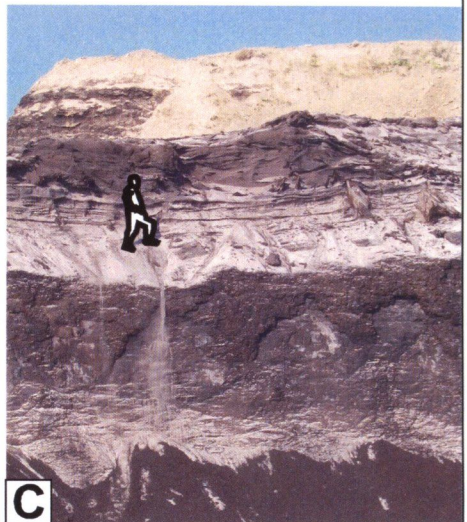
Plate III. Ścinawa Formation deposits in the Lubstów Graben: **A.** 2nd Lusatian Lignite Seam cutted by the Pleistocene subglacial channel (May 2002); **B.** Coset of planar cross-stratified sands interbedded by subhorizontal stratified sands and silty sands located between two thick layers of the lignite (September 2004); **C.** Set of subhorizontal stratified sands and coset of trough cross-stratified sands located between two layers of the lignite (September 2004); **D.** Detrital lignite with block-shaped structure of the 2nd Lusatian Lignite Seam (May 2002)



A



B



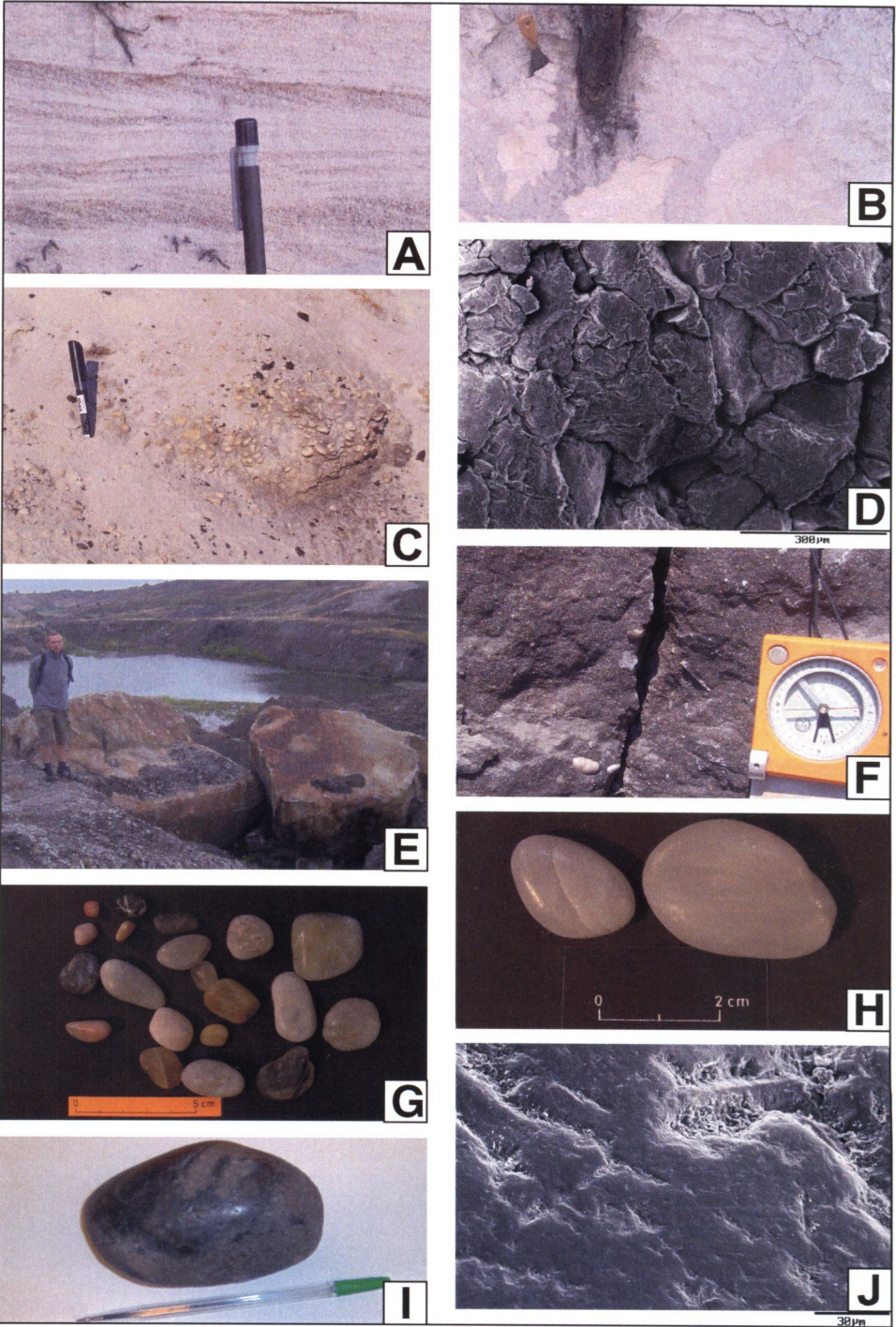
C



D

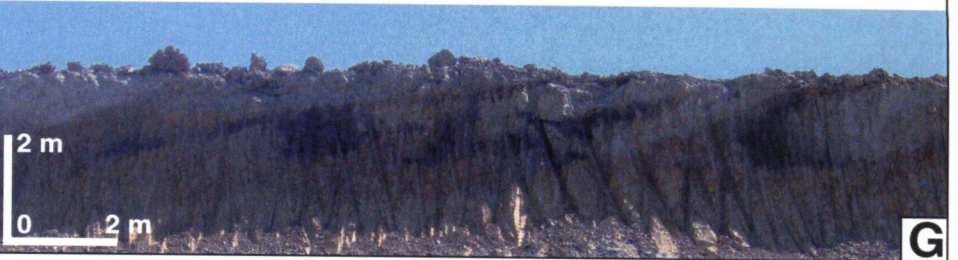
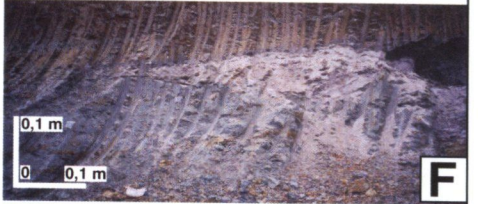
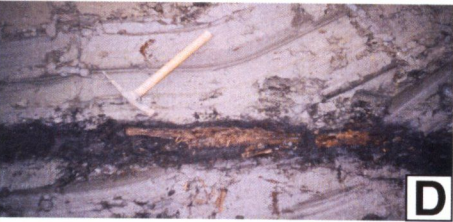
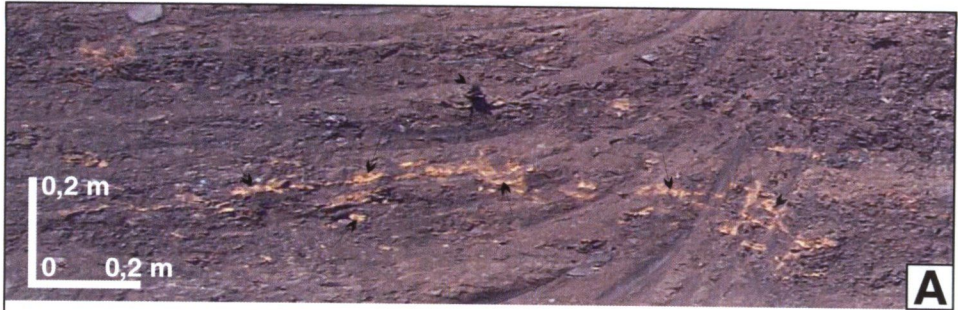
Plansza IV. Osady formacji koźmińskiej w rowach elewacji konińskiej: **A.** Subhoryzontalnie, przekątnie rynnowo i przekątnie tabularnie warstwowane piaski w małej skali (rów Kleczewa, odkrywka Kazimierz N, kwiecień 2002 r.); **B.** Piaski masywne z fragmentem korzenia w pozycji wzrostu (rów Władysławowa, odkrywka Władysławów, październik 2003 r.); **C.** Żwiry neogeńskie zbudowane z fragmentów neogeńskich piaskowców kwarcyticznych (rów Kleczewa, odkrywka Kazimierz N, sierpień 2004 r.); **D.** Obraz w mikroskopie skaningowym żwirów neogeńskich ukazujący zwietrzałą powierzchnię ziarn; **E.** Neogeńskie piaskowce kwarcytyczne (rów Adamowa, odkrywka Koźmin S, lipiec 2005 r.); **F.** Neogeński piaskowiec kwarcytyczny z paleogeńskimi żwirami (rów Adamowa, odkrywka Koźmin S, sierpień 2004 r.); **G.** Paleogeńskie żwiry, tzw. żwiry z Koźmina; **H.** Bardzo dobrze obtoczone i owalne żwiry kwarcowe z wygładzoną i błyszczącą powierzchnią – żwiry z Koźmina; **I.** Przykład największego krzemienia, o długości 11 cm, wśród żwirów z Koźmina; **J.** Obraz w mikroskopie skaningowym żwirów paleogeńskich ukazujący *v*-kształtne nacięcia na wygładzonej powierzchni ziarna – żwiry z Koźmina

Plate IV. Koźmin Formation deposits in grabens of the Konin Elevation: **A.** Subhorizontal, trough and planar cross-stratified sands in small scale (Kleczew Graben, Kazimierz N open-cast, April 2002); **B.** Massive sands with root fragment buried in upright growth position (Władysławów Graben, Władysławów open-cast, October 2003); **C.** Neogene pebbles built of fragments of the Neogene siliceous sandstones (Kleczew Graben, Kazimierz N open-cast, August 2004); **D.** SEM microphotograph of the Neogene pebble showing weathered grain surface; **E.** Neogene siliceous sandstones (Adamów Graben, Koźmin S open-cast, July 2005); **F.** Neogene siliceous sandstone with the Paleogene pebbles (Adamów Graben, Koźmin S open-cast, August 2004); **G.** Paleogene pebbles, so-called the Koźmin Gravels; **H.** Well-rounded and oval quartz pebbles with well smoothed and polished surface – the Koźmin Gravels; **I.** Example of the biggest flint which is 11 cm long among the Koźmin Gravels; **J.** SEM microphotograph of the Paleogene pebble showing *v*-shaped pits on smooth grain surface – the Koźmin Gravels



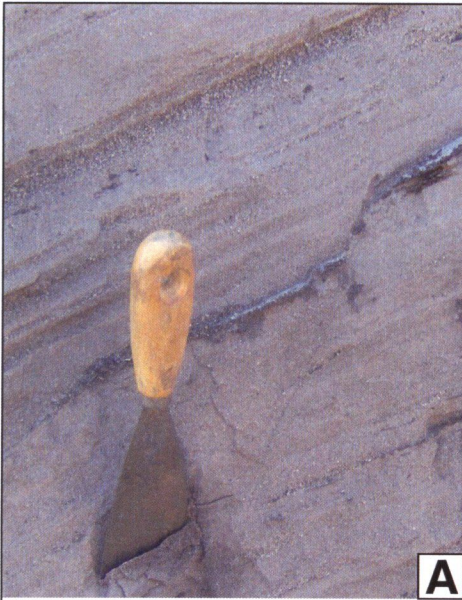
Plansza V. Osady formacji poznańskiej w rowach elewacji konińskiej: **A.** Węgiel brunatny detrytowy z ksyliłami I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego (rów Władysławowa, odkrywka Władysławów, październik 2003 r.); **B.** Przewarstwienie piaszczyste w górnej części I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego (rów Adamowa, odkrywka Koźmin S, czerwiec 2004 r.); **C.** Typowa stratygrafia osadów formacji poznańskiej: I środkowopolski pokład węgla brunatnego i ility szare - ogniwo środkowopolskie, ility zielone i płomieniste - ogniwo wielkopolskie (rów Kleczewa, odkrywka Kazimierz N, listopad 2004 r.); **D.** Fragment ksyliłitu I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego wśród iłów szarych (rów Kleczewa, odkrywka Kazimierz N, listopad 2004 r.); **E.** Osady formacji poznańskiej z widocznymi iłami szarymi, przewarstwowanymi iłami płomienistymi (rów Kleczewa, odkrywka Kazimierz N, listopad 2004 r.); **F.** Przewarstwienie piaszczyste w iłach ogniwa wielkopolskiego (rów Kleczewa, odkrywka Kazimierz N, listopad 2004 r.); **G.** Zaburzone glaciektonicznie osady ogniwa wielkopolskiego, formacja poznańska (rów Kleczewa, odkrywka Kazimierz N, lipiec 2005 r.)

Plate V. Poznań Formation deposits in grabens of the Konin Elevation: **A.** Detrital lignite with xylites of the 1st Middle-Polish Lignite Seam (Władysławów Graben, Władysławów open-cast, October 2003); **B.** Sandy intercalation in the upper part of the 1st Middle-Polish Lignite Seam (Adamów Graben, Koźmin S open-cast, June 2004); **C.** Typical stratigraphy of the Poznań Formation: 1st Middle-Polish Lignite Seam and grey clays - the Middle-Polish Member, green and flamy clays - the Wielkopolska Member (Kleczew Graben, Kazimierz N open-cast, November 2004); **D.** Fragment of xylite of the 1st Middle-Polish Lignite Seam within grey clays (Kleczew Graben, Kazimierz N open-cast, November 2004); **E.** Deposits of the Poznań Formation with visible grey clays interbedded by flamy clays (Kleczew Graben, Kazimierz N open-cast, November 2004); **F.** Sandy intercalation in clays of the Wielkopolska Member (Kleczew Graben, Kazimierz N open-cast, November 2004); **G.** Glaciotectonically deformed deposits of the Wielkopolska Member, the Poznań Formation (Kleczew Graben, Kazimierz N open-cast, July 2005)

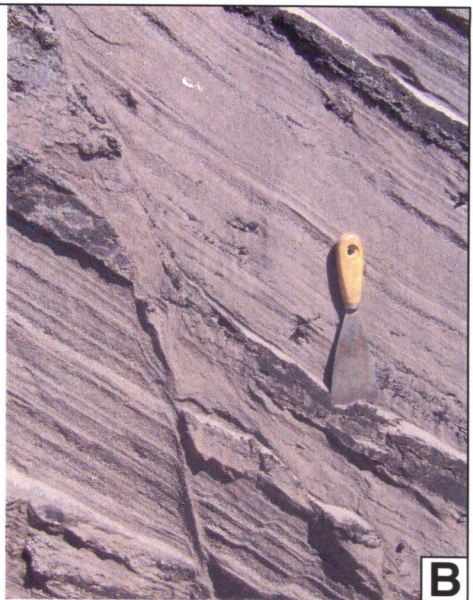


Plansza VI. Przykłady ciągłych i nieciągłych struktur tektonicznych w rowie Lubstowa – formacja rawicka: **A.** Piaski tektonicznie nachylone i zuskokowane (czerwiec 2004 r.); **B.** Dwa uskoki z widocznymi fałdami międzyuskokowymi (lipiec 2005 r.); **C.** Fleksuralne deformacje osadów z kontynuującymi się warstwami piasków i węgla brunatnych (sierpień 2005 r.); **D.** Stopnie uskokowe w małej skali (sierpień 2005 r.); **E.** Strefa uskokowa z subrównoległymi powierzchniami uskokowymi i z widocznymi niskokątowymi spękaniem Riedla (lipiec 2005 r.)

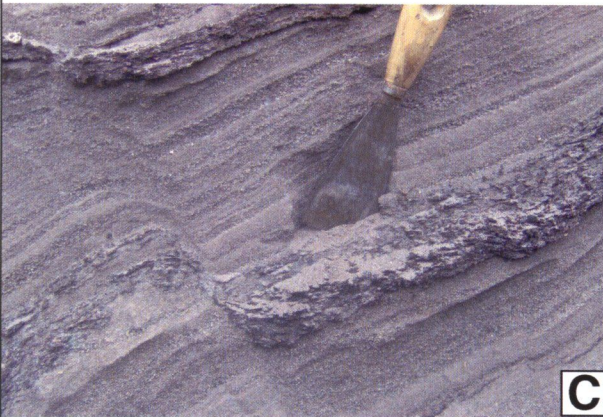
Plate VI. Examples of continuous and discontinuous tectonic structures in the Lubstów Graben – the Rawicz Formation: **A.** Tectonically inclined and faulted sands (June 2004); **B.** Two faults with visible interfaulting folds (July 2005); **C.** Flexural deposits deformation with continuous layers of sands and lignites (August 2005); **D.** Fault steps in small scale (August 2005); **E.** Fault zone with subparallel fault planes and with visible low-angle Riedel shears (July 2005)



A



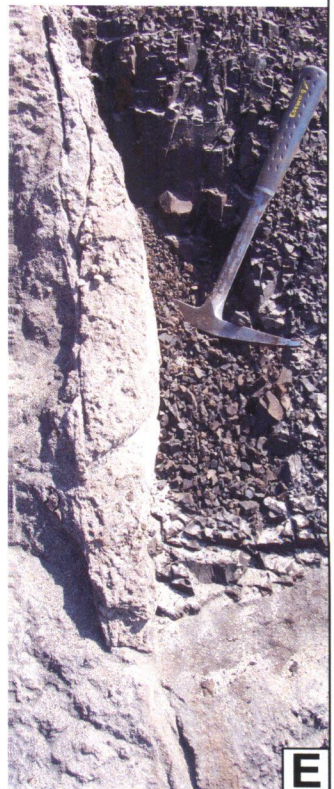
B



C



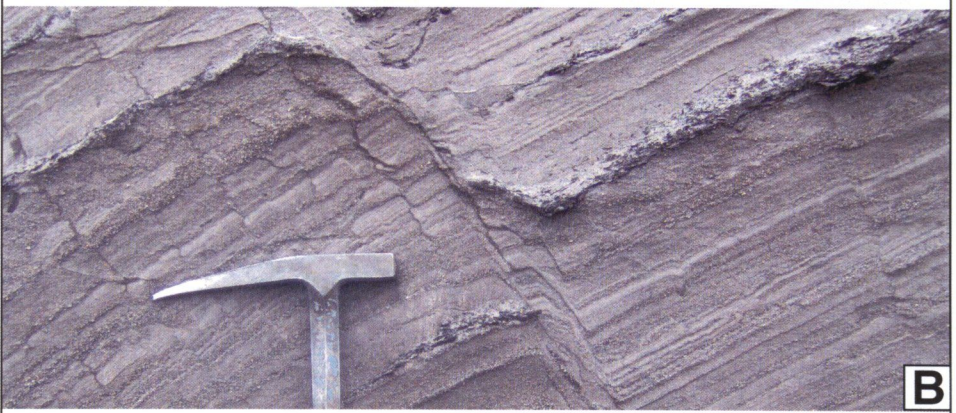
D



E

Plansza VII. Przykłady uskoków syntetycznych i antytetycznych w rowie Lubstowa – formacja rawicka: **A.** Zespół uskoków homotetycznych i antytetycznych (sierpień 2005 r.); **B.** Zespół uskoków antytetycznych zapadających zgodnie do upadu uskoku głównego (lipiec 2005 r.); **C.** Zespół uskoków antytetycznych zapadających przeciwnie do upadu uskoku głównego (lipiec 2005 r.)

Plate VII. Examples of synthetic and antithetic faults in the Lubstów Graben – the Rawicz Formation: **A.** Set of homothetic and antithetic faults (August 2005); **B.** Set of antithetic faults dipping towards the main fault dip (July 2005); **C.** Set of antithetic faults dipping opposite to the main fault dip (July 2005)



Plansza VIII. Przykłady nieciągłych struktur tektonicznych w rowie Adamowa, odkrywka Koźmin S: **A.** Dobrze wykształcony zespół spękań w gezach i marglach mastrychtu (sierpień 2005 r.); **B.** Uskok odwrócony w piaskach oraz zawęglonych piaskach i mułkach formacji koźmińskiej (czerwiec 2004 r.); **C.** Piaskowce kwarcytoczne formacji koźmińskiej, zawierające liczne paleogeńskie żwiry z widoczną szczeliną tektoniczną wypełnioną węglem brunatnym – widok w dół na poziomą powierzchnię odsłonięcia (sierpień 2005 r.); **D.** Piaskowce kwarcytoczne formacji koźmińskiej, zawierające pojedyncze paleogeńskie żwiry z widoczną szczeliną tektoniczną (czerwiec 2004 r.); **E.** Uskok fałszywy – uskok antropogeniczny utworzony w czasie działalności górniczej (sierpień 2005 r.)

Plate VIII. Examples of discontinuous tectonic structures in the Adamów Graben, the Koźmin S open-cast: **A.** Well developed a set of shears in the Maastrichtain gaizes and marls (August 2005); **B.** Reverse fault in sands, coaly sands and silts of the Koźmin Formation (June 2004); **C.** Siliceous sandstones of the Koźmin Formation containing the large number of the Paleogene pebbles with visible tectonic fissure filled with lignite – view down on a horizontal outcrop surface (August 2005); **D.** Siliceous sandstones of the Koźmin Formation containing the single Paleogene pebbles with visible tectonic fissure (June 2004); **E.** False fault – anthropogenic fault made during mining activity (August 2005)



INFORMACJA O SPRZEDAŻY WYDAWNICTW
UNIwersYTETU IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

Sprzedaż wszystkich publikacji Wydawnictwa Naukowego UAM prowadzą księgarnie naukowe na terenie całego kraju (w Poznaniu: Księgarnia Uniwersytecka, ul. Zwierzyniecka 7). W razie braku w tych księgarniach poszukiwanych tytułów można skierować zamówienie bezpośrednio do Wydawnictwa (61-734 Poznań, ul. Nowowiejskiego 55, tel. 061 829 39 79, fax 061 829 39 80) – pisemnie lub pocztą elektroniczną: e-mail: press@amu.edu.pl Pełna oferta Wydawnictwa oraz e-księgarnia:

<http://press.amu.edu.pl>

INFORMATION ON THE SALE OF
ADAM MICKIEWICZ UNIVERSITY PRESS PUBLICATIONS

All Adam Mickiewicz University Press publications are available in scientific publications bookshops all over Poland. In Poznań they are sold by the University Bookshop (Księgarnia Uniwersytecka, 60-813 Poznań, ul. Zwierzyniecka 7, tel. +48 61 847 02 81).

Foreign customers can contact directly Adam Mickiewicz University Press (61-734 Poznań, ul. Nowowiejskiego 55, tel. +48 61 829 39 79, fax +48 61 829 39 80). Our e-mail address: press@amu.edu.pl They can obtain information on other kinds of transactions and editorial cooperation with Adam Mickiewicz University. Full list of our publications and an e-bookshop at:

<http://press.amu.edu.pl>



ISBN 978-83-232179-1-6
ISSN 0239-7560