

Analiza paleotektoniczna paleogeńskiej i neogeńskiej aktywności północnych fragmentów strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica

Marek Widera*, Justyna Banaszak*, Sylwia Cepińska*, Rafał Derdowski*

Palaeotectonic analysis of the Paleogene and Neogene activity of the northern parts of the Poznań–Oleśnica Dislocation Zone. (central Poland). *Prz. Geol.*, 52: 665–674.

S u m m a r y. Northern part of the Poznań–Oleśnica Dislocation Zone (SDP–O), including Mosina and Naramowice grabens, is located between Czempin and northern districts of Poznań. In this article, the aim of study is to determine the Palaeogene and Neogene tectonic evolution of both grabens. Basing on combination of cross-sections and aggradation coefficient — AC analysis, three periods of tectonic subsidence were recognized. The first one took place from the Lower Mosina Formation to the Upper Mosina Formation sedimentation with maximum development during the Czempin Formation accumulation (Lower Oligocene). During the Ścinawa Formation (Middle Miocene, the lower part) sedimentation the study area was affected by the second period of tectonic subsidence. The last period of the Naramowice and Mosina grabens tectonic evolution is not exactly known. However, this its timing may be determined. It lasted after the Middle–Polish Member, lower part of the Poznań Formation, and before the Pleistocene glacial sedimentation (after the middle part of the Middle Miocene). Finally, these periods of tectonic subsidence in the northern fragment of the SDP–O are correlated with tectonic phases recognized by Stille (1952). The first two periods relate to Pyrenean and Styrian (Early Styrian) phases. The third one may be connected to post-Moldavian (post-Late Styrian) phase or phases (Attican, Wallachian, etc.).

Key words: paleotectonic analysis, subsidence, aggradation coefficient, tectonic phases, Palaeogene, Neogene

Strefa dyslokacyjna Poznań–Oleśnica (SDP–O) należy do najdłuższych i jednocześnie wąskich obszarów zachodniej Wielkopolski, gdzie stwierdzono permsko-mezozoiczne-kenozoiczny rozwój rowów i zrębów tektonicznych (ryc. 1). Permsko-mezozoiczną ewolucję SDP–O opisali m.in.: Deczkowski i Gajewska (1977, 1979, 1980), Karnkowski (1979, 1980), Knieszner, Połkanowa i Czulińska (1983) oraz Grocholski (1991). W zgodnej opinii wymienionych badaczy rozwój tektoniczny SDP–O był kontynuowany w kenozoiku, a przede wszystkim w paleogenie i neogenie.

Wykonane w 1957 r. prace badawcze wykazały ujemną anomalie grawimetryczną w podłożu Poznania, co początkowo błędnie łączono z występowaniem w podłożu wysadu solnego. Za taką hipotezą przemawiała zarówno podwyższona mineralizacja wód w osadach mezozoicznych, jak i występowanie solanek na linii Poznań–Puzdzy (Dąbrowski & Karaszewski, 1957). Dodatkowe szczegółowe badania grawimetryczne wskazały na inną od wyżej podanej, orientację osi anomalii grawimetrycznej w przybliżeniu przebiegającą południkowo (Duda & Bochnia, 1960). Dopiero wiercenia przebijające osady kenozoiczne, wykonane w latach 1961–1965, pozwoliły wyjaśnić przyczynę anomalii grawimetrycznej. W podłożu Poznania i na S od niego stwierdzono dużej miąższości osady głównie neogeńskie, z grubymi pokładami lekkich węgla brunatnych (Ciuk, 1962, 1965). Wiercenia, zrealizowane w latach 60. i 70. XX w., potwierdziły istnienie w podłożu podkenozoicznym negatywnej paleogeńsko-neogeńskiej paleostruktury, ciągnącej się od Poznania po Gostyń (Ciuk, 1978). SDP–O jest doskonale widoczna także na mapach pseudorzeźby cieniowanej (Wybraniec, 1995, 1999). Mapy te, o czym warto wspomnieć, powstały w wyniku komputerowego przetworzenia map grawime-

trycznych Polski w skalach 1: 50 000 i 1: 20 000 (Królikowski, 1994).

Na obszarze SDP–O zbilansowano kilka złóż węgla brunatnych, tj. złoża: Naramowice, Poznań (zasoby tylko oszacowano), Mosina, Czempin, Krzywiń i Gostyń. Wymienione złoża zalegają w obrębie mniejszych struktur tektonicznych — rowów, które powstały w wyniku przemieszczenia względem siebie, wzdłuż uskokiów poprzecznych, pewnych fragmentów SDP–O o ok. 1–1,5 km (ryc. 1). Dlatego powstałe w sposób naturalny segmenty SDP–O nazywa się konsekwentnie rowami: Naramowice, Mosiny, Czempinia itd. W prezentowanej pracy badaniami objęto północny fragment SDP–O, a dokładnie znaczne części rowów Naramowice i Mosiny, z występującymi na ich obszarze złożami o tych samych nazwach (ryc. 1). Ogółem przeanalizowano 81 otworów wiertniczych, z czego 18 występuje na obszarze rowu Naramowice, a pozostałe 63 otwory zlokalizowane są na obszarze rowu Mosiny (ryc. 1).

Celem artykułu jest przeprowadzenie szczegółowej analizy paleotektonicznej obszaru pomiędzy Czempiniem a północnymi dzielnicami Poznania. Zadanie badawcze zrealizowano poprzez przyporządkowanie najpierw osadów z kart otworów wiertniczych odpowiednim jednostkom litostratygraficznym. Następnie wykonano poprzeczne przekroje geologiczne, które ukazują wpływ aktywności podkenozoicznego podłoża na wykształcenie osadów paleogeńskich i neogeńskich. Z kolei wzdłuż wspomnianych linii przekrojowych wyznaczono współczynnik agradacji (*aggradation coefficient* — AC). Współczynnik agradacji jest miarą względnej subsydencji pomiędzy rowem tektonicznym a jego otoczeniem. Wyznacza się go najczęściej w sytuacji, kiedy analizie paleotektonicznej poddawane są wydzielenia litostratygraficzne. Uzyskane wyniki pozwoliły wreszcie na wykazanie podobieństw i różnic w rozwoju tektonicznym wybranych segmentów N fragmentu SDP–O. Na koniec podjęto próbę korelacji stwierdzonych etapów ewolucji tektonicznej badanego obszaru z paleogeńsko-neogeńskimi fazami tektonicznymi wyróżnionymi w Polsce i na innych obszarach Europy.

*Instytut Geologii UAM, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

Metodyka badań

Analiza paleotektoniczna. Analiza paleotektoniczna polega na poznaniu rozmieszczenia, składu, miąższości i ułożenia dawnych kompleksów skalnych (Chain, 1974). Z pośród wielu metod analizy paleotektonicznej jako najważniejsze można wymienić analizę: facjalną, miąższościową, formacyjną oraz przerw i niezgodności. W geologii wglębnej największe znaczenia ma analiza



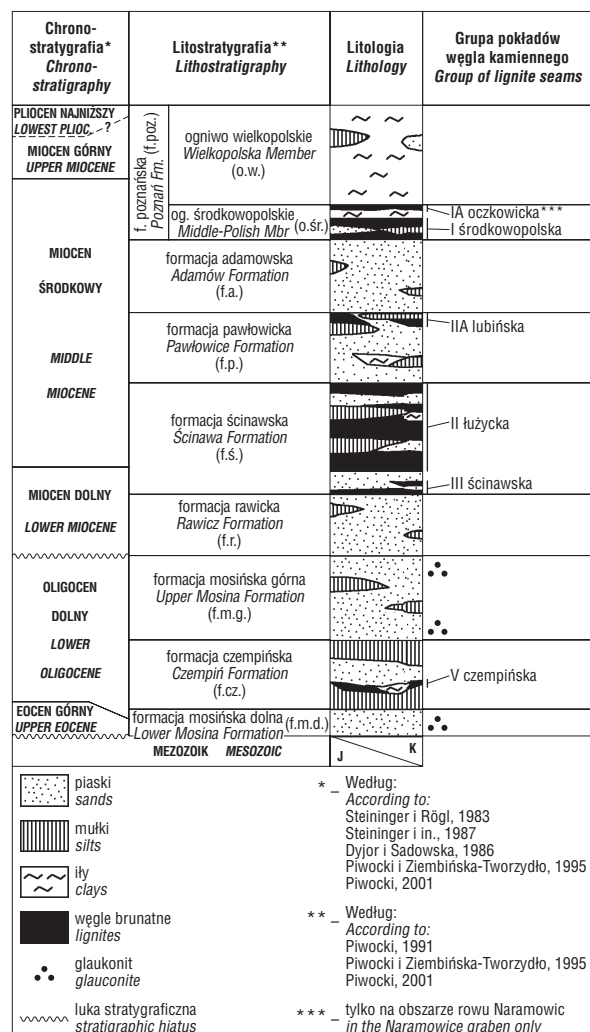
Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna. Północny fragment strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica; strefy dyslokacyjne: SDP–O — Poznań–Oleśnica, SDP–Sz — Poznań–Szamotuły, SDP–K — Poznań–Kalisz (za: Deczkowski & Gajewska, 1980; Kasiński, 1984; Kwolek, 2000; zmodyfikowane)

Fig. 1. Location map. Northern part of the Poznań–Oleśnica Dislocation Zone; Dislocation Zones: SDP–O — Poznań–Oleśnica, SDP–Sz — Poznań–Szamotuły, SDP–K — Poznań–Kalisz (after: Deczkowski & Gajewska, 1980; Kasiński, 1984; Kwolek, 2000; modified)

miąższościowa, która jest najważniejszą metodą badań paleotektonicznych. W metodzie tej przyjmuje się, że w dostatecznie długim okresie czasu obniżanie się terenu jest kompensowane przez sedimentację (Chain, 1974; Kotański, 1990). Zatem miąższość osadów może być doskonałym wskaźnikiem rozmiarów i intensywności pogażenia tektonicznego — subsydencji. Dlatego analiza miąższościowa pozwala nie tylko na jakościową, ale także na ilościową ocenę pionowych ruchów tektonicznych (Chain, 1974).

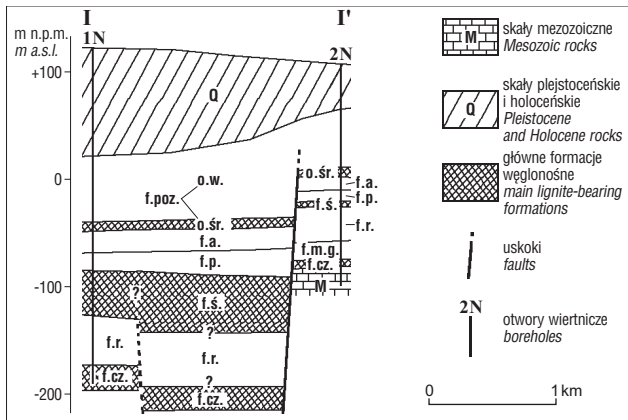
Szczegółowa miąższościowa analiza paleotektoniczna jest wykonywana na podstawie map miąższości — mapy izopachyt. Niemniej jednak w praktyce badawczej korzysta się również z przekrojów geologicznych, które nie tylko ilustrują zmiany miąższości osadów, ale też ich zmienność facjalną. Ponadto stosuje się przekroje geologiczne silnie przewyższone, co ułatwia znacznie analizę paleotektoniczną (Kotański, 1990).

Analizie paleotektonicznej poddaje się osady równowiekowe, których izochronizm jest dobrze udokumentowany, np. paleontologicznie, a ich wiek metodami radiometrycznymi. Znajomość chronostratygrafii pozwala więc na określenie tempa subsydencji wyrażonego, np. w



Ryc. 2. Schemat litostratygraficzny paleogenu i neogenu w rowach Naramowic i Mosiny

Fig. 2. Lithostratigraphic scheme of the Palaeogene and Neogene in the Naramowice and Mosina graben



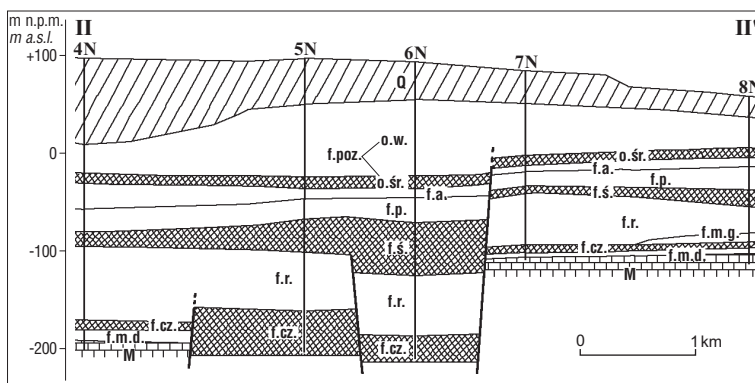
Ryc. 3. Uproszczony przekrój geologiczny przez N część rowu Naramowice I-I' (lokalizacja na ryc. 1); f.m.d. — formacja mosińska dolna, f.cz. — formacja czempieńska, f.m.g. — formacja mosińska górna, f.r. — formacja rawicka, f.ś. — formacja ścinawska, f.p. — formacja pawłowicka, f.a. — formacja adamowska, f.poz. — formacja poznańska, o.śr. — ogniwo środkowopolskie (ogniwo ilów szarych), o.w. — ogniwo wielkopolskie (ogniwo ilów zielonych i ogniwo ilów płomienistych)

Fig. 3. Simplified geological cross-section through N part of the Naramowice graben I-I' (location in Fig. 1); f.m.d. — Lower Mosina Formation, f.cz. — Czempin Formation, f.m.g. — Upper Mosina Formation, f.r. — Rawicz Formation, f.ś. — Ścinawa Formation, f.p. — Pawłowicka Formation, f.a. — Adamów Formation, f.poz. — Poznań Formation, o.śr. — Middle-Polish Member (Gray Clays Member), o.w. — Wielkopolska Member (Green Clays Member and Flamy Clays Member)

m/mln lat lub w mm/tys. lat (Chain, 1974). W przypadku osadów paleogeńskich i neogeńskich na Niżu Polskim ubóstwo fauny, jak i przewodnich poziomów izochronicznych sprawiają, że dominującą rolę odgrywa litostratygrafia (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki, 2001). Dlatego przed przystąpieniem do wykonania i analizy przekrojów geologicznych należy jak najlepiej poznać litostratygię badanego obszaru.

Zarys litostratygrafii

Nomenklaturę jednostek litostratygraficznych i pokładów węglowych przyjęto za Piwockim (1991), Piwockim i Ziemińską-Tworzydło (1995) oraz Piwockim



Ryc. 4. Uproszczony przekrój geologiczny przez środkową część rowu Naramowice II-II'; (lokalizacja na ryc. 1, objaśnienia na ryc. 3)

Fig. 4. Simplified geological cross-section through the middle part of the Naramowice graben II-II'; (location in Fig. 1, explanation in Fig. 3)

(2001). W schemacie litostratygraficznym na podstawie własnych wyników wydzielen i obliczeń, przedstawiono orientacyjny skład litologiczny każdej formacji/ogniwa (ryc. 2). Poza tym w profilu litologicznym zaznaczono położenie określonej grupy pokładów węgla brunatnego oraz obecność glaukonitu w osadach. Wreszcie pozycję poddanych analizie paleotektonicznej formacji i ogniwi przedstawiono na tle obecnej chronostratygrafii paleogenu i neogenu (Steininger & Rögl, 1983; Steininger i in., 1987; Dyjor & Sadowska, 1986; Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki, 2001). W tej pracy zaniechano stosowania terminu „trzeciorząd”, zgodnie z ustaleniami Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej (ICS — IUGS) z Rio de Janeiro w 2000 r., która zaleca stosowanie jako formalnych jednostek: paleogen i neogen. „Trzeciorząd” natomiast może być używany jako nazwa nieformalna (Remane i in., 2000).

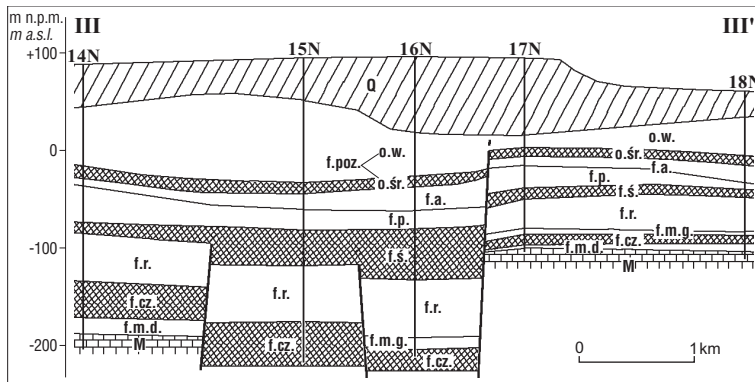
Zamieszczony schemat litostratygraficzny, w odróżnieniu od schematów o zasięgu regionalnym Ciuka (1970, 1978) i Piwockiego (1991), ma charakter lokalny, a przez to lepiej oddaje proporcje w miąższości i w składzie litofajalnym kolejnych formacji na obszarze badań (ryc. 2). Należy jeszcze dodać, że podobnie jak Ciuk (1965, 1978) i Piwocki (1991), również autorzy tej pracy nie wydzielają w okolicach Poznania formacji leszczyńskiej i dąbrowskiej, jak czyni to Walkiewicz (1984).

Przy omawianiu zarysu litostratygrafii warto przypomnieć, że podstawą do poszczególnych wydzielen, tj. formacji i ogniwi, były materiały archiwalne — karty otworów wiertniczych. Brak zachowanych rdzeni głębokich otworów nie pozwala obecnie zweryfikować opisów litologicznych zawartych w kartach otworów. Dlatego granice pomiędzy kolejnymi wydzieleniami litostratygraficznymi nie zawsze muszą odpowiadać rzeczywistości. Ewentualne niedociągnięcia i błędy mogą wynikać nie tylko z jakości opisów litologii, ale również z technologii wierceń. Wspomniane uchybienia zapewne obniżają dokładność przeprowadzonych badań. Niemniej jednak dominująca większość danych zawartych w kartach otworów wiertniczych jest prawdziwa, co upoważnia do ich wykorzystania w analizie paleotektonicznej.

Zastanawiający może być brak niektórych jednostek litostratygraficznych w sąsiednich otworach. Przyczyny

takiego stanu rzeczy mogą być zarówno geologiczne — sedimentologiczne i tektoniczne, jak i ludzkie — sposób wiercenia oraz błędy w opisie litologii. W tej pracy, pomimo rodzących się wątpliwości i przypuszczeń, za miarodajne uznano informacje zawarte w kartach otworów wiertniczych. Materiały archiwalne, zawierające m.in. karty otworów, są dostępne i dzięki temu weryfikowalne.

Analiza przekrojów geologicznych. Przy wyborze linii przekrojowych kierowano się tym, żeby były one prostopadłe do przebiegu głównych struktur tektonicznych oraz aby obejmowały najbardziej północne, środkowe i południowe segmenty poddanych badaniom fragmentów rowów Naramowice i Mosiny. Ogółem wykonano 6 przekrojów geologicznych biegnących przez 34 spośród 81 otworów wiertniczych występujących na omawianym

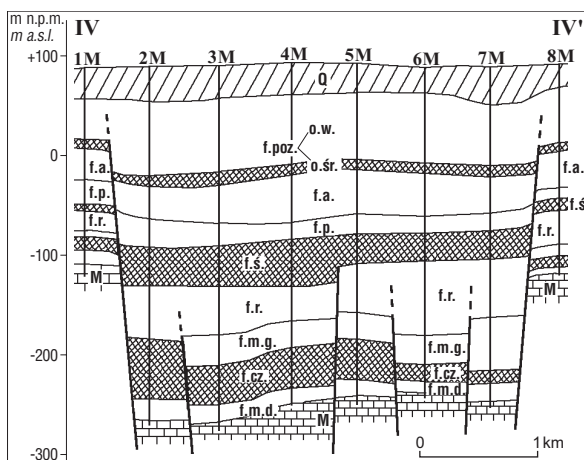


Ryc. 5. Uproszczony przekrój geologiczny przez S część rowu Naramowic III–III'; (lokalizacja na ryc. 1, objaśnienia na ryc. 3)

Fig. 5. Simplified geological cross-section through the S part of the Naramowice graben III–III'; (location in Fig. 1, explanation in Fig. 3)

obszarze (ryc. 1). Podstawowe dane miąższościowe wykorzystane do konstrukcji przekrojów geologicznych, jak i do obliczeń współczynnika agradacji zestawiono w postaci tabelarycznej (tab. 1). Pełna dokumentacja, zawierająca m.in. skład litologiczny, miąższość oraz rzędne stropu i spągu kolejnych formacji, znajduje się w pracach Cepińskiej (2003) i Banaszak (w przygotowaniu).

Należy w tym miejscu podkreślić, że dla potrzeb niniejszej pracy uproszczono bardzo rozbudowaną pierwotną numerację otworów. Numery robocze otworów z obszaru rowu Naramowic zawierają literę N, np.: 1N, 2N itd., a numery robocze otworów z obszaru rowu Mosiny wyróżniono odpowiednio literą M, np.: 1M, 2M itd. Numeracja pierwotna i robocza otworów wiertniczych, wymienionych w tekście i znajdujących się na przekrojach, zamieszczona została w tab. 1. Na przekrojach geologicznych poszczególne formacje i ogniwa opisano skrótami literowymi ich pełnych nazw (por. ryc. 2 i 3). Ponadto w celu łatwiejszej korelacji warstw, w rowach i w ich otoczeniu, formacje i ogniwa węglonośne zaznaczono dodatkowo szrafurą. W ten sposób wyróżniono formację czempińską i ścinawską oraz ogniwo środkowopolskie (ryc. 3–8).



Ryc. 6. Uproszczony przekrój geologiczny przez N część rowu Mosiny IV–IV'; (lokalizacja na ryc. 1, objaśnienia na ryc. 3)

Fig. 6. Simplified geological cross-section through the N part of the Mosina graben IV–IV'; (location in Fig. 1, explanation in Fig. 3)

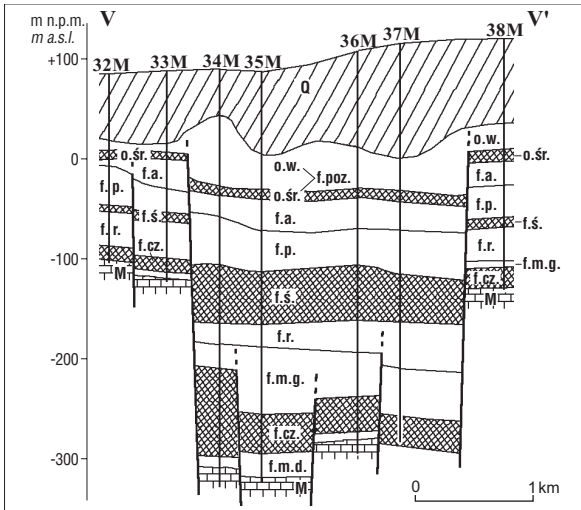
Wyniki analizy przekrojów geologicznych.

Przekrój wzdłuż linii I–I' obejmuje najbardziej N segment rowu Naramowic i jednocześnie całego obszaru badań (ryc. 1, 3). Bardzo charakterystyczna jest wysoka pozycja mezozoicznego podłoża w otworze 2N i silnie zredukowane miąższości poszczególnych formacji. Zrzut osadów paleogeńskich wzdłuż głównego uskoku ramowego, w terminologii Deczkowskiego i Gajewskiej (1980) zwanego głównym lub obramowującym, przekracza 100 m (ryc. 3). Lokalizacji wspomnianego uskoku, jak i prawdopodobnego uskoku, położonego w sąsiedztwie otworu 1N, dokonano poprzez analogię do opisanych niżej przekrojów II–II' i III–III' (ryc. 4, 5).

Kolejne 2 przekroje obejmują środkowy i S segment rowu Naramowic (ryc. 1, 4, 5). Pomimo dużych podobieństw na obu przekrojach widoczne są pewne różnice istotne w analizie paleotektonicznej. Najważniejsze podobieństwo polega na wysokim położeniu E skrzydła rowu, gdzie strop mezozoiku występuje na głębokości ok. –100 m p.p.m. Natomiast w W części przekroju, obejmującego jeszcze obszar rowu, podłoże mezozoiczne zalega na rzędnych ok. –200 m p.p.m. Trzeba w tym miejscu wyraźnie stwierdzić, że otwory 4N i 14N nie są zlokalizowane poza rowem, ale wewnątrz niego (ryc. 4, 5). Poza tym najgłębsza część rowu, ukazana na obu przekrojach, nie została przewiercona. W otoczeniu otworu 5N wyraźnie zaznacza się struktura zrębowa (ryc. 4), przyjmująca charakter stopni tektonicznych wokół otworu 15N (ryc. 5). Informacji o głębokości rowu Naramowic dostarcza otwór IG–1 (lok. ryc. 1), w którym strop mezozoiku nawiercono na głębokości –267,5 m p.p.m. W najbliższym otworze natomiast, zlokalizowanym na wschodnim skrzydle struktury, mezozoik występuje na głębokości –91,0 m p.p.m. Zatem wielkość zrzutu głównego wschodniego uskoku ramowego rowu Naramowic wynosi w pobliżu otworu IG–1 ok. 176,5 m.

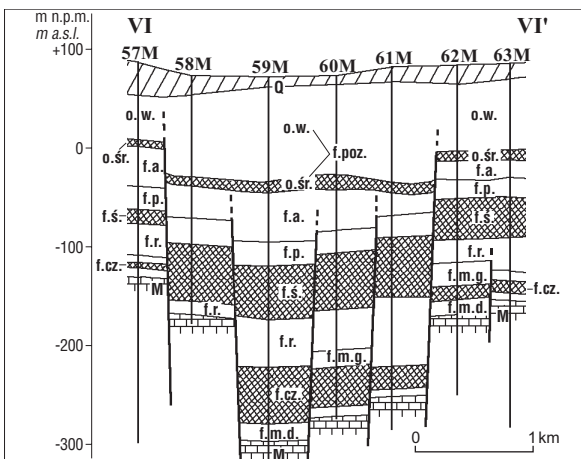
Najistotniejszą różnicą ujawniającą się na przekrojach II–II' i III–III', biegnących przez środkową i S część rowu Naramowic, jest czas aktywności i względny zwrot przemieszczania się skrzydeł uskoku wyznaczonych pomiędzy otworami 4N i 5N oraz 14N i 15N (ryc. 4, 5). Na przekroju II–II' aktywność wspomnianego uskoku zakończyła się najprawdopodobniej podczas sedymentacji formacji rawickiej. W tym czasie obszar z otworem 4N podlegał szybszej subsydemcji, o czym świadczy zwiększona miąższość formacji rawickiej, niż obszar z otworem 5N. Wcześniej jednak względny ruch skrzydeł był odwrotny, czego dowodzi co najmniej kilkakrotnie większa grubość formacji czempińskiej na skrzydle z otworem 5N, niż na skrzydle z otworem 4N (ryc. 4). Inaczej przedstawia się rozwój uskoku na przekroju III–III', obejmującym najbardziej S fragmenty rowu Naramowic, między otworami 14N i 15N. Uskok ten był aktywny aż do czasu sedymentacji formacji ścinawskiej i przez cały okres jego aktywności subsydemcja obszaru z otworem 15N była większa niż obszaru z otworem 14N (ryc. 5).

Analiza przekrojów geologicznych przez rów Naramowic upoważnia do stwierdzenia, że w paleogenie i prawie przez cały neogen aktywny był E główny uskok ramowy, o



Ryc. 7. Uproszczony przekrój geologiczny przez środkową część rowu Mosiny V–V'; (lokalizacja na ryc. 1, objaśnienia na ryc. 3)

Fig. 7. Simplified geological cross-section through the middle part of the Mosina graben V–V'; (location in Fig. 1, explanation in Fig. 3)



Ryc. 8. Uproszczony przekrój geologiczny przez S część rowu Mosiny VI–VI'; (lokalizacja na ryc. 1, objaśnienia na ryc. 3)

Fig. 8. Simplified geological cross-section through the S part of the Mosina graben VI–VI'; (location in Fig. 1, explanation in Fig. 3)

południkowej orientacji i zrzucie przekraczającym 175 m. Pozostałe uskoki były aktywne w paleogenie i częściowo w neogenie, a ich zrzuty nie przekraczają kilkudziesięciu metrów. Segmenty S i N rowu Naramowic przez cały analizowany okres rozwijały się w wyniku schodowego zapadania się mezozoicznego podłoża ku strefie największych głębokości, rozciągającej się wzdłuż E skrzydła rowu. Tylko w segmencie środkowym, w czasie sedymentacji formacji rawickiej, funkcjonowała paleostruktura o charakterze zrębu tektonicznego. Występowanie paleozrębów, tego samego lub zbliżonego wieku, udokumentowano również we wschodniej Wielkopolsce, np. w rowach Adamowa i Lubstowa (Widera, 1998, 2000). Najprawdopodobniej powstanie wspomnianych pozytywnych struktur — zrębów w obrębie struktur negatywnych — rowów spowodowane zostało zaklinowaniem bloku/bloków

mezozoicznego podłoża. Należy jeszcze dodać, że szerokość rowu Naramowic nie jest dokładnie znana, zwłaszcza jego zasięg w kierunku zachodnim. Niemniej jednak na mapach grawimetrycznych, przedstawiających pseudorzeźbę cieniowaną, bardzo wyraźnie na omawianym obszarze zaznacza się rów tektoniczny (Wybraniec, 1995, 1999). Zatem obraz grawimetryczny potwierdza słuszność nazwania tej negatywnej paleostruktury rowem, a nie np. półrowem. Ze względu na brak głębokich otworów, zlokalizowanych na zachód od objętego badaniami obszaru, rozprzestrzenienie rowu Naramowic w kierunku W nie zostało wykartowane. Jednakże na podstawie badań Dudy i Bochni (1960), jak i map opisywanych przez Królikowski (1994) można szacować, że szerokość rowu odpowiada strefie anomalii grawimetrycznej i w omawianym rejonie N dzielnic Poznania wynosi od co najmniej 4 km do nawet 10 km.

W przeciwieństwie do rowu Naramowic uskoki ramowe rowu Mosiny są dobrze czytelne na przekrojach geologicznych. Szerokość rowu waha się w przedziale 2–3 km (ryc. 1). Przekrój IV–IV' obejmuje N segment rowu Mosiny, o szerokości ok. 3 km, który cechuje się bardzo symetryczną budową (ryc. 6). Uskoki ramowe są dobrze wykształcone i mają w miarę wyrównane zrzuty: 160 m między otworami 1M i 2M oraz 140 m między otworami 7M i 8M. Oba wymienione uskoki aktywne były w paleogenie i prawie przez cały neogen. Pozostałe uskoki drugorzędne zakończyły swoją aktywność podczas sedymentacji formacji rawickiej, a tylko uskok między otworami 4M i 5M rozwijał się jeszcze w czasie narastania węglonośnej formacji ścinawskiej. Przejawia się to w deniwelacjach spagu tej formacji przekraczającymi 30 m (ryc. 6).

W środkowym segmencie rowu Mosiny ma szerokość ok. 2,5 km (ryc. 7). Zauważalne jest duże podobieństwo do wyżej opisanego N fragmentu rowu. Równie wyraźnie zaznaczają się uskoki ramowe, których zrzuty między otworami 33M i 34M oraz 37M i 38M wynoszą odpowiednio 187,6 i 153,2 m. Ich aktywność trwała, z krótkotrwałymi przerwami, w paleogenie i neogenie. Natomiast pozostałe uskoki funkcjonowały wyłącznie w paleogenie lub co najwyżej w czasie sedymentacji formacji rawickiej, jak np. uskok pomiędzy otworami 36M i 37M. Wyjątek stanowi jedynie uskok wykreślony na W skrzydle rowu, gdzie zróżnicowanie grubości osadów formacji adamowskiej w otworach 32M i 33M sięga aż 15,7 m (ryc. 7).

Najbardziej rozczłonkowaną budową charakteryzuje się S segment rowu Mosiny ukazany na przekroju VI–VI' (ryc. 8). Skrzydła rowu są zuskokowane, a główne uskoki ramowe nie są tak wyraźne jak na wyżej opisanych przekrojach. Tylko uskok pomiędzy otworami 61M i 62M można nazwać uskokiem ramowym, na podstawie kryterium wielkości zrzutu i jego aktywności przez niemal cały okres rozwoju rowu. Pozostałe uskoki ulegały okresowej reaktywacji, czasami o zmiennym zwrocie ich ruchu. Przykładowo, obszar z otworem 57M w paleogenie i podczas gromadzenia się osadów formacji rawickiej podlegał szybszemu pogrążaniu niż obszar z otworem 58M. Natomiast w czasie sedymentacji formacji ścinawskiej doszło do odwrócenia względnego ruchu skrzydeł uskoku między otworami 57M i 58M. Nieco inną sytuację można stwierdzić w otworach 62M i 63M, gdzie na E skrzydle rowu Mosiny zaznacza się uskok aktywny w paleogenie oraz we

Tab. 1. Dane wyjściowe do sporządzenia przekrojów geologicznych i obliczeń współczynnika agradacji — AC
 Table 1. Source data for geological cross-sections preparation and calculation of the aggradation coefficient — AC

Linia przekroju cross-section line	Pierwotny numer otworu original numeration	Roboczy numer otworu numeration in this paper	Miąższość formacji/ogniwa [m] Formation/Member thickness [m]								
			f.m.d.	f.cz.	f.m.g.	f.r.	f.s.	f.p.	f.a.	f.poz.	
										o.śr.	o.w.
I – I'	Morasko 1 Umultowo 1	1N	b.d.	>15,4	0,0	47,1	41,0	14,0	23,3	13,7	52,7
		2N	0,0	7,8	13,5	39,0	2,5	8,3	14,1	7,9	51,2
II – II'	Piątkowo 1 30/16 31/16 32/16 Różany Młyn	4N	12,0	6,0	0,0	79,8	12,4	26,6	26,0	5,4	29,6
		5N	b.d.	>40,5	0,0	58,1	37,4	22,0	10,6	9,4	73,5
		6N	bd..	>14,5	0,0	63,6	51,6	26,8	11,8	9,6	78,2
		7N	1,5	7,2	0,0	56,0	3,5	17,5	6,0	20,7	41,8
		8N	8,0	3,5	8,5	31,0	15,0	(26,6)	(9,1)	7,9	30,4
III–III'	Podolany 1 30/14 31/14 32/14 Naramowice 2	14N	16,0	35,5	0,0	49,9	11,6	37,8	9,3	7,6	58,5
		15N	b.d.	>36,9	0,0	60,4	35,0	(16,6)	(21,4)	11,5	81,5
		16N	b.d.	>4,0	12,0	79,0	31,0	20,0	25,8	11,2	40,6
		17N	10,0	4,7	39,8	2,0	24,0	7,0	9,8	11,8	11,8
		18N	4,47,5	7,0	2,5	35,3	7,7	6,8	20,9	7,9	41,1
IV–IV'	204/48 203/50 202/52 201/54 Luboń 27/02 199/58 198/60 197/62	1M	11,6	13,2	2,2	24,6	2,0	27,9	34,2	13,3	32,0
		2M	10,2	68,5	0,0	38,1	51,1	30,0	31,6	15,0	68,2
		3M	17,3	39,3	28,5	37,0	50,2	23,6	41,0	23,0	61,4
		4M	14,8	39,2	26,2	32,3	47,1	17,4	53,2	7,8	66,8
		5M	13,6	39,4	26,8	49,1	27,8	18,7	48,4	5,4	68,8
		6M	11,2	12,4	30,9	70,1	29,0	18,0	45,8	7,6	72,5
		7M	16,1	14,6	51,8	52,4	33,8	16,5	39,3	7,5	72,0
		8M	6,7	11,5	9,4	35,5	9,1	12,8	37,0	8,6	51,1
V–V'	Jeziory 23/94 168/42 Mosina 24/93,5 166/46 Mosina 25/93 163/50 Mosina 26/92,5	32M	0,0	17,0	0,0	34,4	3,3	42,3	14,7	5,3	5,3
		33M	3,9	19,3	0,0	36,0	7,7	23,8	30,4	2,9	11,3
		34M	11,0	89,4	23,5	18,2	58,3	50,2	20,9	4,5	74,1
		35M	21,5	39,5	69,6	22,0	51,9	40,0	32,1	5,1	45,0
		36M	9,6	33,5	45,3	32,6	53,6	37,8	30,6	13,7	37,6
		37M	0,0	>27,3	48,4	46,9	44,2	42,3	30,9	13,7	31,7
VI–VI'	126/32 125/34 124/36 123/38 122/40 121/42 120/44	57M	9,0	2,8	7,3	32,6	13,4	26,3	39,0	2,3	40,8
		58M	0,0	0,0	0,0	13,8	54,8	27,7	34,3	15,0	69,3
		59M	9,8	59,0	0,01	47,5	57,1	23,3	50,6	9,8	89,2
		60M	10,6	40,8	5,3	43,0	55,9	23,9	43,2	13,5	76,9
		61M	10,8	19,2	0,0	58,6	72,6	32,0	13,6	13,8	89,6
		62M	14,6	14,4	24,8	20,8	43,0	20,8	19,6	6,8	64,0
		63M	7,7	11,7	9,0	31,2	44,0	22,2	19,7	7,2	66,2

wczesnym neogenie. Podczas narastania formacji mosińskiej górnej obszar wokół otworu 62M ulegał względnemu obniżaniu w odniesieniu do obszaru z otworem 63M. W późniejszym czasie doszło do inwersji ruchu, co przejawia się w postaci zwiększonej grubości osadów formacji rawickiej w pobliżu otworu 63M (ryc. 8). Do obliczeń współczynnika agradacji jako drugi uskok „ramowy” przyjęto dyslokację pomiędzy otworami 57M i 58M. Przemawia za tym jej aktywność od paleogenu poprzez prawie cały neogen, pomimo że wielkość zrzutu uskoku między otworami 58M i 59M wynosi 125,2 m i jest większa nawet od zrzutu uskoku ramowego między otworami 61M i 62M — 82,7 m (ryc. 8).

Najważniejszym spostrzeżeniem wynikającym z analizy przekrojów poprzecznych przez rów Mosiny są duże różnice między południowym a środkowym i północnym jego fragmentem. O ile w części północnej i środkowej wyraźnie zaznaczają się 2 uskoki ramowe, o tyle budowa geologiczna na południu segmentu rowu jest bardziej skomplikowana. Wewnętrzna część rowu, w tym segmentcie, charakteryzuje się znacznymi deniwelacjami mezozoicznego podłoża, a uskoki ramowe nie są tak czytelne jak w innych odcinkach omawianej struktury (ryc. 8). Należy zauważyć, że najbardziej południowej części rowu Mosiny znajduje się w bli-

skim sąsiedztwie uskoku transformacyjnego, który przebiega na południe od Czempinia (por. ryc. 1). Jednakże na obecnym etapie badań trudno jest łączyć powstanie kilku powierzchni dyslokacyjnych — uskoków ramowych (ryc. 8) z bliskością uskoku poprzecznego, diagonalnego do orientacji północnego fragmentu SDP–O (ryc. 1). Faktem jest, że w dalszej odległości od wspomnianego uskoku poprzecznego naprężenia rozciągające zostały rozładowane wzdłuż 2 głównych uskoków ramowych (ryc. 6, 7). Niemniej jednak wyjaśnienie przyczyn powstania kilku, a nie dwóch uskoków ramowych oraz genezy uskoków transformacyjnych, wykracza poza zakres prezentowanych badań.

Wyniki analizy współczynnika agradacji

Ocena współczynnika agradacji. Jak wcześniej wspomniano, w przypadku stratygrafii osadów paleogeńskich i neogeńskich na Niziu Polskim, dominuje podział litostratygraficzny, a granice jednostek litostratygraficznych prawie zawsze są diachroniczne. Dlatego zasadne wydaje się wyznaczenie współczynnika agradacji — AC, gdyż nie jest znany dokładnie przedział czasu, w którym sedymentacja określonej formacji/ogniwa litostratygraficznej zachodziła. Znajomość AC posłużyła m.in. do wyznaczenia

Tab. 2. Wyniki współczynnika agradacji obliczone wzdłuż 6 analizowanych linii przekrojowych
 Table 2. Results of the aggradation coefficient calculated along the 6 analyzed cross-section lines

Linia przekroju cross-section line	Współczynnik agradacji [%] aggradation coefficient [%]								
	f.m.d.	f.cz.	f.m.g.	f.r.	f.ś.	f.p.	f.a.	f.poz.	
								o.śr.	o.w.
I-I'	b.d.	>197	0	121	1640	169	165	173	103?
II-II'	b.d.	>376	0	154	345	114	212	57	167?
III-III'	b.d.	>300	111	168	529	161	134	114	228?
IV-IV'	151	287	471	154	716	104	121	100	164?
V-V'	808	244	3510	84	800	127	115	123	389?
VI-VI'	133	551	49	202	171	109	127	241	143?

mezozoicznych faz tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań–Kalisz (Kwolek, 2000). W przypadku natomiast dobrej bio- i chronostratygrafii najczęściej wyznacza się tempo subsydencji (*tectonic subsidence rate* — TSR), które wyraża się np. w m/mln lat (Ziegler, 1992; Michon i in., 2003). W ostatnich latach również w Polsce upowszechniła się tzw. jednowymiarowa analiza subsydencji tektonicznej (*backstripping*). Na obszarze Karpat i zapadliska przedkarpackiego metodę tę, m.in. dla osadów paleogeńskich i neogeńskich, z powodzeniem zastosowali Oszczytko (1999) oraz Poprawa i in. (2001). Wymienieni autorzy do obliczeń wykorzystali programy komputerowe BasinMod i/lub SUBSIDE. Zastosowanie metody *backstrippingu* w przypadku paleogenu i neogenu Niżu Polskiego jest bardzo ograniczone, co warto kolejny raz powtórzyć, ze względu na słabą chronostratygrafię.

Przedstawione w tej pracy wartości AC dotyczą subsydencji całkowitej, która jest wypadkową kilku procesów geologicznych. Wymienić można takie składowe subsydencji całkowitej, jak: tektoniczne pograżanie obszarów rowów, kompakcje/konsolidację, ruchy izostatyczne oraz eustatyczne wahania oceanu światowego (Chain, 1974). Na podstawie danych z tab. 1 wyliczono wartości AC, wzdłuż wyżej opisanych 6 linii przekrojowych (tab. 2). Obliczenia polegały na podzieleniu średniej arytmetycznej miąższości osadów każdej formacji/ogniwa wewnątrz rowu przez średnią arytmetyczną ich miąższość na zewnątrz rowu. W efekcie uzyskano 51 wartości liczbowych AC, wyrażonych w procentach. Nie otrzymano wyników w 3 przypadkach — brak danych, zaś w kolejnych 3 przypadkach podano wartości minimalne — formacja nie przewiercona. Rezultaty obliczeń AC dla ogniwa wielkopolskiego (ogniwa iłów zielonych i ogniwa iłów płomienistych), wydzielanego w obrębie formacji poznańskiej (por. ryc. 2), uznano za mało wiarygodne ze względu na duże deformacje wywołane przez plejstocenyjskie procesy glacitektoniczne. Nie stwierdzono takich zaburzeń w przypadku ogniwa środkowopolskiego (ogniwa iłów szarych), co pozwoliło otrzymane dla tego ogniwa wyniki wykorzystywać w analizie paleotektonicznej. Wartości zerowe AC, otrzymane dla formacji mosińskiej górnej, mogą świadczyć o postsedymentacyjnej erozji lub krótkotrwałym wyniesieniu fragmentów rowów i braku sedimentacji. W pozostałych przypadkach wartości AC dla wybranych segmentów rowów Naramowic i Mosiny

mieszczą się w bardzo szerokim przedziale od 49 do 3510% (tab. 2).

Etapy aktywności tektonicznej. Michon i in. (2003) rozróżniają subsydencję całkowitą i subsydencję tektoniczną. W dalszej części tej pracy wśród subsydencji tektonicznej, oprócz subsydencji izo- i eustatycznej, wyróżniana będzie subsy-

dencja tektoniczna rowów. Subsydencja spowodowana ruchami izostatycznymi i eustatycznymi nie ma wpływu na wyróżnione etapy rozwoju rowów Naramowic i Mosiny, bo w równym stopniu dotknęła rowy i ich otoczenie. Dlatego konsekwentnie będzie wyróżniana, wzorując się na podziale Michona i in. (2003), subsydencja całkowita rowów, która obejmuje subsydencję tektoniczną rowów oraz subsydencję wywołaną kompakcją/konsolidacją. Trzeba jednak wyjaśnić, że subsydencję tektoniczną rowów Kasiński (1984) utożsamia z ruchami diastroficznymi, które Widera (1998, 2000) nazywa tektoniką lokalną. Natomiast subsydencję izostatyczną i eustatyczną Kasiński (1984) nazywa ruchami epejrogenicznymi, które z kolei Widera (1998, 2000) określa jako tektonikę regionalną.

Uznano z dużą ostrożnością, że wartość AC wynosząca 150% może być granicą pomiędzy subsydencją tektoniczną rowów a subsydencją wywołaną kompakcją i konsolidacją. Na pewno rodzi się pytanie: w jaki sposób wartość AC równą 150% oszacowano? Większość poddanych badaniom formacji i ogniw litostratygraficznych na obszarze rowów Naramowic i Mosiny prawie w całości lub w przeważającej części składa się z piasków. Formacja czempińska w przewadze składa się z mułków i piasków, a ogniwo wielkopolskie z iłów. Ogniwa wielkopolskiego, o czym wcześniej już wspomniano, nie wzięto pod uwagę ze względu na deformacje glacitektoniczne. Na podstawie danych z literatury można ogólnie przyjąć, że współczynnik kompakcji dla osadów mineralnych i konsolidacji dla osadów organicznych wzrasta w następującej kolejności: piaski, mułki, iły i węgle brunatne. Dla piasków, teoretycznie największy współczynnik kompakcji wynosi 128% (Wiłun, 1987). W rzeczywistości jest mniejszy od 101% Hagera i in. (1981) do 118% według Staszkiwicza (1960). Powszechnie przyjmuje się jednak dla paleogeńskich i neogeńskich piasków współczynnik kompakcji wynoszący 110% (Nadon, 1998). Natomiast dla węgla brunatnych ze złóż we wschodniej Wielkopolsce współczynnik konsolidacji wyliczył jeden z współautorów tej pracy. Dla I środkowopolskiego pokładu wartość współczynnika konsolidacji wynosi 196%, dla II łużyckiego pokładu natomiast sięga 234% (Widera, 2002). Oba wymienione pokłady, a właściwie grupy pokładów, występują na obszarze badań wśród najbardziej węglonośnych wydziałów litostratygraficznych, tj. formacji ścinawskiej i ogniwa

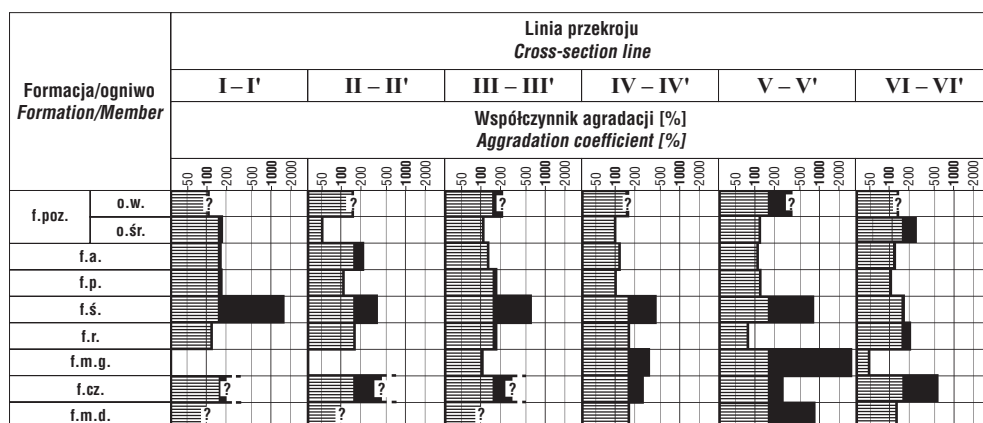
środkowopolskiego. W ich składzie litofacjalnym węgiel brunatny nie przekracza 60% miąższości. Przyjmując nawet 2,5-krotną konsolidację węgla otrzyma się, dla całej formacji ścinawskiej i całego ogniwa środkowopolskiego, współczynnik kompaktacji/konsolidacji nie większy od przyjętego wyżej, tj. 150% ($2,5 \times 60\% = 150\%$). Należy pamiętać również o występujących w obu wymienionych jednostkach przerostach mineralnych, które obniżają jednak współczynnik konsolidacji pokładów węglowych (Hager i in., 1981; Widera, 2002). Dla mułków i iłw współczynnik kompaktacji osiąga wartości pośrednie między piaskami a węglami brunatnymi. Dlatego dla wszystkich formacji i ogniw występujących na obszarze badań współczynnik kompaktacji/konsolidacji nie przekracza 150%.

Zatem dla przedziału współczynnika agradacji — AC wynoszącego 100–150% można mówić o wpływie na subsydencję całkowitą rowów zarówno kompaktacji/konsolidacji i subsydencji tektonicznej rowów, jak i wyłącznie subsydencji spowodowanej kompaktacją/konsolidacją. Natomiast wartości AC przekraczające 150%, często co najmniej kilka razy, należy łączyć z subsydencją tektoniczną rowów. Z powyższych względów jako jednoznacznie tektoniczne ruchy będą uważane tylko te, które zapisały się w zróżnicowaniu miąższości osadów, wewnątrz i na zewnątrz rowów, w postaci $AC > 150\%$ (tab. 2, ryc. 9). W celu lepszego zilustrowania etapów aktywności tektonicznej obszaru badań otrzymane wartości współczynnika agradacji — AC przedstawiono w postaci graficznej (ryc. 9). Uzyskane wyniki obliczeń dla każdej formacji/ogniwa wzdłuż 6 linii przekrojowych, ze względu na ich ogromną rozpiętość, naniesiono na skalę logarytmiczną. Łatwo można dostrzec na omawianej ryc. 9, że wartości AC powyżej 150% zostały wyróżnione czarnym kolorem.

Analiza wykresów AC pozwala wyróżnić 3 etapy wzmoczonej aktywności tektonicznej badanego obszaru (ryc. 9). Pierwszy etap obejmuje formacje paleogeńskie. Wyraźnie widać, że fragmenty rowów Naramowic i Mosiny nie podlegały tektonicznej subsydencji w tym samym czasie i z tą samą intensywnością. Niemniej jednak w czasie sedymentacji formacji czempińskiej wpływ pograżania tektonicznego obszaru rowów zaznaczył się wzdłuż każdej linii przekrojowej w postaci wartości AC mieszczących się w przedziale 197–551%. Na linii przekrojowej V–V' charakterystyczne są 2 piki AC dla formacji mosińskiej dolnej i górnej, osiągające wartości 808 i 3510% (tab. 2, ryc. 9). W przypadku wspomnianych 2 formacji na zawyżenie wartości AC mogły mieć wpływ, przy stosunkowo niewielkich

miąższościach osadów na skrzydłach rowów, procesy erozyjne. Redepozycja osadów ze skrzydeł w obręb rowów, w warunkach małej subsydencji izostaticznej i/lub eustaticznej, wpłynęła zapewne na zawyżenie otrzymanych wyników. Niemniej jednak inicjalny, pierwszy etap ewolucji rowów Naramowic i Mosiny wolno szacować na późny eocen — wczesny oligocen (por. ryc. 2). Zachodzące w tym czasie ruchy tektoniczne fazy pirenejkiej wyróżnia się w obrębie orogenu karpacko-alpejskiego. Powstały wtedy pierwsze baseny wewnętrzne północnych Węgier (Bada i in., 1996). Rozpoczęło się w tym czasie również tworzenie rowów tektonicznych we wschodniej Wielkopolsce, jak rów: Lubstowa, Adamowa, Piasków i Drzewce (Widera, 1998, 2000) i innych fragmentów SDP–O (Piwocki, 1975, 1991; Deczkowski & Gajewska, 1980; Kasiński, 1984; Walkiewicz, 1984). Ruchom fazy pirenejkiej przypisuje się również powstanie systemów dyslokacyjnych zachodniej Europy, m.in. rowów: Limagne i Bresse w Masywie Centralnym, dolnego i górnego Renu w Masywie Reńskim, Eger w Masywie Czeskim i Centralnego na Morzu Północnym (Rousset i in., 1992; Ziegler, 1992; Ziegler i in., 1995; Michon i in., 2003).

Drugi etap wzmoczonej aktywności tektonicznej północnych fragmentów SDP–O odpowiada okresowi sedymentacji formacji ścinawskiej. Wartość AC, wzdłuż wszystkich analizowanych linii przekrojowych, przekracza 150% i mieści się w przedziale 171–1640% (tab. 2, ryc. 9). Ramy czasowe powstawania formacji ścinawskiej rozciąga się od środkowego wczesnego miocenu po najniższy środkowy miocen (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995). Najważniejsze jest tutaj jednak powstanie 2 łuzyckiej grupy pokładów węgla brunatnego, której wiek przyjmuje się na najwyższy wczesny miocen — niższy środkowy miocen (por. ryc. 2). W tym czasie wyróżnia się fazę starostyryjską, zwaną też fazą styryjską. W zapadlisku przedkarpackim zaczął powstawać wtedy np. rów Nidy (Krysiak, 2000), w Sudetach zaczęły funkcjonować rowy Rostoki-Mokrzyszowa i Paczkowa-Kędzierzyna (Dybor, 1995), zaś na Niżu Polskim kontynuowały subsydencję zarówno paleogeńskie, jak i neogeńskie rowy tektoniczne. Całkowita subsydencja niektórych z nich osiągnęła swoje kenozoiczne maksimum, wyrażone powstaniem najbardziej produktywnych pokładów węglowych, m.in. w rowach: Szamotuł (Marzec, 1964), Naramowic (Ciuk, 1962), Mosiny (Ciuk 1965), Krzywina (Ciuk, 1978; Deczkowski i Gajewska, 1980; Kasiński, 1984), Gostynia (Ciuk, 1978), Lubstowa (Widera, 1998, 2000) i niecki żytańskiej (Kasiński, 1983, 1984). W rowach Złoczewa



Ryc. 9. Graficzne przedstawienie współczynnika agradacji dla poszczególnych formacji i ogniw zawartych w tab. 2

Fig. 9. Graphic representation of the aggradation coefficient for the formations and members given in Tab. 2

(Kasiński, 1984) i Bełchatowa (Hałaszcak, 1999), największa subsydencja, tożsama z najgrubszymi pokładami, rozpoczęła się w najniższym wczesnym miocenie — faza sawska. Jednak skutki ruchów tektonicznych fazy sawskiej nie zaznaczyły się w rowach Naramowic i Mosiny. Z ruchami tektonicznymi fazy styryjskiej i współwystępującymi z nimi ruchami eustatycznymi należy łączyć także powstanie jednych z najzasobniejszych pokładów węgla brunatnego na Niżu Europejskim, tj. węgla na obszarze Łużyc w Niemczech (Standke i in., 1993).

Ostatni etap tektonicznego rozwoju rowów Naramowic i Mosiny jest trudny do korelacji z jakąkolwiek późnoneogeńską lub wczesnoczwartorzędową fazą tektoniczną. Czasowo ten etap można rozciągnąć od środkowej części środkowego miocenu — po sedymentacji ogniwa środkowopolskiej, do plejstocenu przedglacjalnego — preglacjału. We wspomnianym przedziale czasowym Stille (1952) wyróżnia co najmniej 3 fazy tektoniczne: attycką, rodańską i wallachijską. Jedynie w przypadku linii przekroju VI–VI', zwłaszcza między otworami 61M, 62M i 63M, można mówić o ruchach fazy mołdawskiej (ryc. 8, 9, tab. 2). Przejawia się to w wartości AC wynoszącym 241% dla ogniwa środkowopolskiego. W pozostałych przypadkach dla powstania tego ogniwa, z nieznanymi grubszymi pokładami węgla brunatnych wewnątrz rowów, wystarczyła kompakcja/konsolidacja niżejległych osadów. Trzeba jeszcze dodać, że spąg osadów plejstocenijskich nie jest zdeformowany przez procesy tektoniczne, a jedynie przez procesy glacitektoniczne. Zatem główne deformacje spągu ogniwa środkowopolskiego, wynoszące od 30 do 60 m (por. ryc. 3–8), musiały zachodzić po zakończeniu jego sedymentacji, ale przed osadzeniem się utworów glacialnych. Ten etap tektonicznej ewolucji badanego obszaru można, w dużym przybliżeniu, korelować czasowo z sedymentacją ogniwa wielkopolskiego na Niżu Polskim (Dyjur & Sadowska, 1986; Piwocki & Ziemiańska-Tworzydło, 1995), a nie z konkretną postmołdawską (postmołdawską) fazą tektoniczną, tj.: attycką, rodańską lub wallachijską (Stille, 1952).

Dyskusja i podsumowanie

Na obszarze rowów Naramowic i Mosiny wyróżniono etapy ich tektonicznej subsydencji, które powiązano z czasem sedymentacji odpowiednich formacji i ogniw litostratygraficznych. Natomiast sedymentację pozostałych formacji, niekiedy o miąższości kilkudziesięciu metrów, wyjaśniono kompakcją/konsolidacją niżejległych osadów oraz ruchami izo- i eustatycznymi. Wspomniane etapy wzmoczonej subsydencji tektonicznej rowów Naramowic i Mosiny wyłącznie ze względów korelacyjnych powiązano ze Stillowskimi (1952) fazami tektonicznymi, tj. pirenejską, styryjską (starostyryjską) i najmłodszą, której bliżej nie określono (attycką, rodańską, wallachijską). Należy w tym miejscu krytycznie odnieść się do wyróżniania faz, które nie muszą i najczęściej nie odpowiadają przedziałom czasowym jak to pojmował Stille (1952). Przykładowo, faza wallachijska według tego badacza miała miejsce na przełomie neogenu i plejstocenu oraz była stosunkowo krótkotrwała. Aktualnie jednak istnieją liczne dowody, że okres aktywności tektonicznej utożsamiany z tą fazą, w jej obszarze typowym — w południowej Rumu-

nii — jest zdecydowanie dłuższy i rozciąga się od środkowego tortonu (pontu) po wczesny plejstocen (Hippolyte & Sandulescu, 1996). Dlatego w przypadku Niżu Polskiego bardziej jednoznaczne jest wiązanie etapów aktywności podłoża z okresem sedymentacji określonej formacji litostratygraficznej, niż wyłącznie z fazami tektonicznymi w rozumieniu Stillego (1952). Nie należy jednak unikać wyróżniania faz tektonicznych w bardzo rozpowszechnionej, klasycznej terminologii Stillowskiej (1952). Pamiętać jednak trzeba, że w przypadku osadów paleogenu i neogenu na Niżu Polskim takie przyporządkowanie jest mniej precyzyjne niż na obszarach o dobrej bio- i chronostratygrafii.

Dyskusyjny wydaje się także wiek powstania uskoku transwersalnych dzielących SDP–O na opisywane rowy. Zdaniem Ciuka (1978) uskoki te zaczęły powstawać po sedymentacji formacji ścinawskiej i rozwijały się również w plejstocenie. Natomiast Walkiewicz (1984) poprzeczne przesunięcia pewnych fragmentów SDP–O nawet o 1–1,5 km koreluje z okresem sedymentacji szeroko pojmowanej formacji poznańskiej. Obecnie należałoby czas rozwoju uskoku poprzecznych w rozumieniu Walkiewicz (1984) utożsamiać z sedymentacją ogniwa wielkopolskiego, a więc z ostatnim wyróżnionym w tej pracy etapem tworzenia się rowów Naramowic i Mosiny. Zakres dotychczas przeprowadzonych badań nie upoważnia autorów do rozstrzygnięcia o wieku i mechanizmach tworzenia wspomnianych uskoku transformacyjnych. Niemniej jednak ten interesujący i bardzo ważny problem geologiczny powinien być rozwiązany w niedalekiej przyszłości.

Przeprowadzona szczegółowa analiza paleotektoniczna rowów Naramowic i Mosiny pozwoliła wykazać różnice i podobieństwa w budowie geologicznej i aktywności tektonicznej obu struktur. Wspomniane różnice przejawiają się w poszczególnych segmentach omawianych rowów głównie:

- w diachronizmie rozwoju uskoku drugorzędnych,
- w miąższości kolejnych formacji — w rozmiarach subsydencji,
- w występowaniu paleozębów wewnątrz rowów,
- w głębokości i szerokości rowów.

Niezależnie od wyżej zasygnalizowanego zróżnicowania, nie tylko pomiędzy rowami Naramowic i Mosiny, ale nawet pomiędzy ich częściami, istnieją także podobieństwa w ich rozwoju. Dzięki temu udało się wyznaczyć 3 etapy paleogeńskiej i neogeńskiej aktywności tektonicznej północnych fragmentów SDP–O:

1. W pierwszym etapie rozpoczął się rozwój rowów podczas sedymentacji formacji mosińskiej dolnej. W czasie osadzania się formacji czempinjskiej dna rowów osiągnęły maksimum paleogeńskiej subsydencji, która zaczęła wygasać podczas sedymentacji formacji mosińskiej górnej (wczesny oligocen).

2. Następnym etapem, najdłuższym i najwyraźniej zaznaczającym się na całym obszarze od Czempina po północne dzielnice Poznania, objął czas tworzenia się formacji ścinawskiej. Wolno nawet etap ten utożsamiać z sedymentacją 2 lużyckiej grupy pokładów węgla brunatnego (wczesny środkowy miocen).

3. Ostatni, trzeci etap rozwoju poddanych badaniom rowów jest trudny do określenia. W przybliżeniu można jedynie podać, że miał miejsce po sedymentacji ogniwa

środkowopolskiego, ale przed plejstoceniem glacialnym (po środkowej części środkowego miocenu).

Autorzy pragną bardzo serdecznie podziękować obu anonimowym Recenzentom. Nade wszystko dziękujemy za wnikliwe i krytyczne, a jednocześnie bardzo konstruktywne i życzliwe liczne uwagi zawarte w recenzjach maszynopisu przedstawionej wyżej pracy.

Literatura

- BADA G., FODOR L., SZÉKELY B. & TIMÁR G. 1996 — Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. *Tectonophysics*, 255: 269–289.
- BANASZAK J. (w przygotowaniu) — Litostratygrafia i analiza paleotektoniczna osadów trzeciorzędowych zalegających w podłożu północnych dzielnic Poznania. Pr. magisterska.
- CEPIŃSKA S. 2003 — Rozwój paleotektoniczny a wykształcenie jednostek litostratygraficznych trzeciorzędu na przykładzie rowu Mosiny. Pr. magisterska, Arch. Inst. Geol. UAM, Poznań: 5–103.
- CHAIN W. J. 1974 — Geotektonika ogólna. Wyd. Geol.
- CIUK E. 1962 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w roku 1961 w okolicy Naramowic na półn. od Poznania woj. poznańskie. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa i UW w Poznaniu: 1–19.
- CIUK E. 1965 — Sprawozdanie wstępne z poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Mosiny. *Kwart. Geol.*, 9: 879–881.
- CIUK E. 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14: 754–771.
- CIUK E. 1978 — Geologiczne podstawy dla nowego zagłębia węgla brunatnego w strefie rowu tektonicznego Poznań–Czempiń–Gostyń. *Prz. Geol.*, 26: 588–596.
- DĄBROWSKI A. & KARASZEWSKI W. 1957 — O badaniach na przypuszczalnym wysadzie solnym pod Poznaniem. *Prz. Geol.*, 5: 472.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1977 — Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsuddeckiej. *Kwart. Geol.*, 21: 467–481.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1979 — Budowa geologiczna podłoża retyku obszaru monokliny przedsuddeckiej. *Kwart. Geol.*, 23: 161–177.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsuddeckiej. *Prz. Geol.*, 28: 151–156.
- DUDA W. & BOCHNIA N. 1960 — Szczegółowe badania grawimetryczne w obszarze Czempin–Mosina (mapa anomalii grawimetrycznej). Archiwum Państw. Inst. Geol. w Warszawie i UW w Poznaniu.
- DYJOR S. 1995 — Rozwój kenozoiku na bloku przedsuddeckim. *Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wrocław: 29–40.
- DYJOR S. & SADOWSKA A. 1986 — Próba korelacji wydziałów stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP Nr 25. *Prz. Geol.*, 34: 380–386.
- GROCHOLSKI W. 1991 — Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. *Przew. 62 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Poznań: 7–18.
- HAGER H., KOTHEN H. & SPANN R. 1981 — Zur Setzung der rheinischen Braunkohle und ihrer klastischen Begleitschichten. *Fortschr. Geol. Rheinl. U. Westf.*, 29: 319–352.
- HAŁUSZCZAK A. 1999 — Młodoalpejska tektonika w strefie rowu Kleszczowa (KWB Bełchatów). *Streszczenia referatów. Pol. Tow. Geol.*, Oddział Poznański, Wydawnictwo Instytutu Geologii UAM, 8: 35–46.
- HIPPOLYTE J.-C. & SANDULESCU M. 1995 — Paleostress characterization of the „Wallachian phase” in its type area (southeastern Carpathians, Romania). *Tectonophysics*, 263: 235–248.
- KARNKOWSKI P.H. 1979 — Interpretacja geologiczna zdjęć satelitarnych obszaru między Koszalinem a Nysą na tle zdjęcia Europy Środkowej. *Acta Geol. Pol.*, 29: 559–569.
- KARNKOWSKI P.H. 1980 — Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, 28: 151–156.
- KASIŃSKI J.R. 1983 — Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, 31: 237–243.
- KASIŃSKI J.R. 1984 — Tektonika synsedymantacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burawogłowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, 32: 260–268.
- KNIESZNER L., POŁKANOWA L.P. & CZULIŃSKA A. 1983 — Geneza struktur rowowych w kompleksie mezozoiczno-kenozoicznym Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, 31: 408–415.
- KOTAŃSKI Z. 1990 — Geologiczna kartografia węglbna. *Wyd. Geol. KRÓLIKOWSKI C.* 1994 — Mapa grawimetryczna Polski w skali 1:20 000. *Prz. Geol.*, 42: 103–105.
- KRYSIĄK Z. 2000 — Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geol. Quart.*, 44: 137–156.
- KWOLEK K. 2000 — Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań–Kalisz, monoklina przedsuddecka. *Prz. Geol.*, 48: 804–814.
- MARZEC M. 1964 — Wstępne rozpoznanie trzeciorzędu w rejonie Czarnków–Szamotuły–Poznań. *Kwart. Geol.*, 8: 411–412.
- MICHON L., VAN BALEN R.T., MERLE O. & PAGNIER H. 2003 — The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at European scale. *Tectonophysics*, 367: 101–126.
- NADON G.C. 1998 — Magnitude and timing of peat-to-coal compaction. *Geology*, 26: 727–730.
- OSZCZYPKO N. 1999 — Przebieg miocenijskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 209–230.
- PIWOCKI M. 1975 — Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węgloność. Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 284: 73–125.
- PIWOCKI M. 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. *Przew. 62 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Poznań: 19–23.
- PIWOCKI M. 2001 — Nowe poglądy na litostratyografię paleogenu w Polsce północnej. *Streszczenia referatów Pol. Tow. Geol.*, Oddział Poznański, Wyd. Inst. Geol. UAM, X: 50–60.
- PIWOCKI M. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1995 — Litostratygrafia i poziomy spорово-пылькове neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 11: 916–927.
- 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. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 174: 143–160.
- 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.
- ROUSSET D., BAYER R., GUILLON D. & EDEL J.B. 1992 — Structure of the southern Rhine Graben from gravity and reflection seismic data. *Tectonophysics*, 221: 135–153.
- 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. *Geol. Rundsch.*, 82: 295–305.
- STASZKIEWICZ J. 1960 — Dokumentacja geologiczno-inżynierska złoża węgla brunatnego Adamów. *Arch. KWB Adamów.*
- STEININGER F., RÖGL F. 1983 — Stratigraphic correlation of the Tethys–Paratethys Neogene. [In:] *Project 25 IGCP, Paris*: 65–66.
- STEININGER F., RÖGL F., DERMITZNIKIS M. 1987 — Report of the round table discussion „Mediterranean and Paratethys correlation”. *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 70: 397–421.
- STILLE H. 1952 — Salztectonik in Nordwestdeutschland und Rumänien. *Geol. Rundsch.*, 40: 276–281.
- WALKIEWICZ Z. 1984 — Trzeciorząd na obszarze Wielkopolski. *Seria Geologia, Wyd. Nauk. UAM*, 10: 1–103.
- WIDERA M. 1998 — Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, 3: 55–103.
- WIDERA M. 2000 — Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. *Prz. Geol.*, 48: 935–941.
- WIDERA M. 2002 — Próba wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfów dla pokładów węgla brunatnego. *Prz. Geol.*, 50: 42–48.
- WIŁUN Z. 1987 — Zarys geotechniki. *Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.*
- WYBRANIEC S. 1995 — Grawimetryczna pseudorzeźba cieniowana Polski. *Prz. Geol.*, 43: 106.
- WYBRANIEC S. 1999 — Rów Kleszczowa w obrazie grawimetrycznym. [W:] *Młodoalpejski rów Kleszczowa. Mat. konferencyjne — Słok k. Bełchatowa*: 117–127.
- ZIEGLER P.A. 1992 — European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208: 91–111.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WESS J.D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7–59.