

NEOGEN

MAREK JASIONOWSKI, JACEK R. KASIŃSKI, TOMASZ MALATA,
TADEUSZ M. PERYT, BARBARA SŁODKOWSKA, PAWEŁ URBAŃSKI

| SYSTEM | ODDZIAŁ | PIĘTRO | wiek w mln lat | | |
|--------|---------|--------|----------------|-------|-------|
| NEOGEN | pliocen | gm. | piacent | 2,58 | |
| | | dl. | zankl | 3,600 | |
| | miocen | gm. | messyn | 5,333 | |
| | | | torton | 7,246 | |
| | | śr. | serrawal | 11,63 | |
| | | | lang | 13,82 | |
| | | dl. | burdygał | 15,98 | |
| | | | akwitan | 20,45 | |
| | | | | | 23,04 |

Wstęp

Barbara Słodkowska, Marek Jasionowski, Tomasz Malata

System neogeński obejmuje dwa oddziały – miocen i pliocen – łącznie trwające 20,46 mln lat. W neogenie, podobnie jak w paleogenie, obszar Polski znajdował się w obrębie dwóch różnych prowincji paleogeograficznych o różnej historii i genezie, tj. Niżu Polskiego i karpackiej (fig. 1). Polska pozakarpaska była częścią NW europejskiego basenu sedimentacyjnego i zasadniczo przez cały neogen była lądem, na którym dominowała działalność rzek o energii od względnie dużej do niewielkiej – rzeki roztokowe oraz meandrujące i (lub) anastomozujące. Nastąpił wtedy także gwałtowny rozwój torfotwórczych zbiorowisk roślinnych, z których utworzyły się mięszcze pokłady węgla brunatnego. Jedynie w środkowym miocenie na zachodnim skraju basenu niżowego (Dolny Śląsk) zaznaczyły się nieznaczne wpływy morskie związane z zatoką brandenburską basenu pra-Morza Północnego. Prowincja karpaska obejmowała zanikający we wczesnym miocenie zbiornik Karpat fliszowych oraz rozwijający się jednocześnie od najwcześniejszego miocenu na jego północnym przedpolu basen zapadliska przedkarpackiego. Dominowały tam warunki morskie i tworzyły się głównie zróżnicowane litologicznie osady klastyczne z mniejszym udziałem węglanów i ewaporatów. Klimat w okresie neogenu ulegał stopniowemu ochłodzeniu z zaznaczającymi się epizodami cieplejszymi i chłodniejszymi.

Utwory neogenu na Niżu Polskim wyróżnił jako pierwszy Pusch (1833–1836), który opisywał je jako „formację gliny plastycznej i węgla brunatnego” i zaliczał do miocenu i oligocenu. Zaznaczający się od początków XX w. gwałtowny rozwój górnictwa węgla brunatnego i związane z tym poszukiwania nowych złóż dostarczyły wielu istotnych danych dla rozwoju wiedzy geologicznej o miocenie Niżu Polskiego. Obszerne omówienie budowy geologicznej utworów neogenu i wystąpień węglonośnego miocenu w Wielkopolsce, na Dolnym Śląsku, Ziemi Lubuskiej i na Pomorzu przedstawił Pietzsch (1925). Z jednej strony podział litostratygraficzny neogenu w środkowej Polsce opracowany przez Ciuka (1965, 1967, 1970, 1974), a na Dolnym Śląsku przez Dyjora (1964, 1969, 1970), miał charakter nieformalny. Z drugiej strony szeroko rozprzestrzenione pokłady węgla brunatnego uznano za główne poziomy korelacyjne o regionalnym znaczeniu (Kasiński i in., 2010). Chociaż od powstania pierwszych schematów litostratygraficznych minęło ponad 50 lat, to z niewielkimi zmianami są one wciąż aktualne (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997; Widera, 2007, 2021). Wiedzę o neogenie Niżu Polskiego wzbogaciły rezultaty licznych prac paleobotanicznych, a zwłaszcza badania sporowo-pyłkowe zastosowane do rozwiązywania problemów stratygraficznych (zob. Peryt, Piwocki, 2004 i literatura tam cytowana; Słodkowska, 2004, 2009; Kasiński, Słodkowska, 2016, 2024). Istotny wkład wniosły prace, w których zdefiniowano poziomy sporowo-pyłkowe powiązane z fazami paleoklimatycznymi wyznaczonymi na podstawie obecności elementów florystycznych paleotropikalnych i arktycznotrzeciorzędowych (Planderova i in., 1993; Ziemińska-Tworzydło i in., 1994a, b; Stuchlik i in., 2001, 2009, 2014). Odkrycie tufitów w osadach neogeńskich na Niżu Polskim w okolicach Konina i Bełchatowa oraz opracowania dotyczące występowania, rozwoju, wieku i petrografii bazaltów na Dolnym Śląsku (m.in. Kasiński i in., 2015) dostarczyły dalszych możliwości korelacyjnych i pozwoliły na dokonanie oceny wieku bezwzględne.

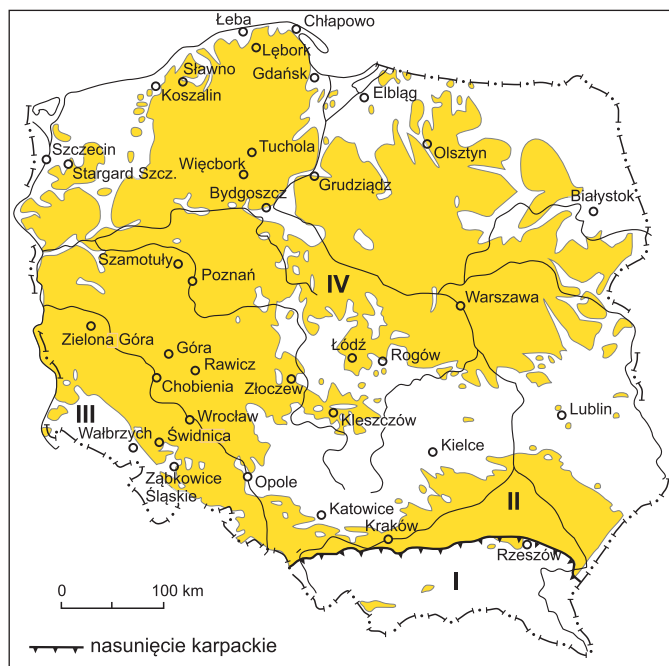


FIG. 1. Rozprzestrzenienie utworów neogenu w Polsce (wg Piwockiego w: Piwocki i in., 2004): I – Karpaty, II – zapadlisko przedkarpackie, III – Sudety, IV – Niż Polski z obszarem przedsudeckim

Wielu autorów zajmowało się badaniami geologicznymi osadów pliocenu i utworów z pogranicza neogenu i czwartorzędu na Niżu Polskim, w tym również osadów preglacjalnych (m.in. Badura i in., 2006a; Birkenmajer, Worobiec, 2013; Makowska, 2015; Winter, 2015; Kramarska i in., 2015; Bujak i in., 2016; Chomiak i in., 2020; Maciaszek i in., 2020; Kasiński, Słodkowska, 2024). Prace te dostarczyły istotnych danych do określenia warunków geotektonicznych, paleogeograficznych i klimatycznych. Obszerne przegląd wystąpień neogenu w strefach zaburzeń glacictonicznych przedstawił Ber i Krzyszkowski (2004), Słodkowska i Gałazka (2015) oraz Kasiński i Słodkowska (2017). Syntetyczne ujęcie stratygrafii neogenu zawarto w monografii „Budowa geologiczna Polski” (Peryt, Piwocki, 2004). Formalizacji jednostek litostratygraficznych późnego neogenu dokonali Kasiński i Słodkowska (2024), a Widera i in. (2021a, b) omówili zmiany środowisk sedymentacyjnych zapisane w osadach asocjacji węglonośnej w kontekście tektoniki regionalnej i wahań klimatycznych. Przedstawiono również próby korelacji neogenu na Niżu Polskim i w przedkarpackiej Paratetydzie (Dyjur, 1986; Dyjur, Sadowska, 1986; Jasionowski, 1995).

Badania utworów wypełniających zapadlisko przedkarpackie na obszarze obecnej Polski sięgają I połowy XIX w. (zob. obszerne omówienie w: Peryt, Piwocki, 2004). Początkowo przedmiotem tych badań były głównie brzeżne części zapadliska przedkarpackiego z jego przedpola – na Górnym Śląsku, obrzeżu Gór

Świętokrzyskich, Roztoczu i Wyżynie Lubelskiej. Dopiero później, po II wojnie światowej, w związku z prowadzeniem licznych wierceń w celu poszukiwań węgla (na obszarze Górnej Śląska) i węglowodorów (we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego), badaniami objęto miąższe osady wypełniające centralne („basenowe”) obszary zapadliska. Cezurą było zastosowanie badań mikropaleontologicznych (zespoły mikrofauny otwornicowej i nanoplanktonu) do rozpoziomowania tych osadów (np. Alexandrowicz, 1963a).

Pierwszy całościowy zarys litostratygrafii zapadliska przedkarpackiego został przedstawiony przez Alexandrowicza i in. (1982), którzy wydzieliłi wiele formacji. Później podsumowanie litostratygrafii wraz ze szczegółowym opisem kolejnych wydziałów przedstawiono w innych pracach (Jasionowski, 1995, 1997; Jasionowski, Peryt, 2004; Jasionowski i in., 2004). Dokonano też formalnego opisu niektórych z tych formacji, jak np. formacji z Wieliczki (Garlicki, 1994a). Podziały litostratygraficzne utworów dolnego miocenu z wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego były przedmiotem licznych kontrowersji (np. Oszczypko, 1997; Garecka, Jugowiec, 1999; Moryc, 2005; Oszczypko-Clowes i in., 2012); wydzielono w nich kilka jednostek litostratygraficznych w randze formacji, jednak wzajemne relacje między nimi są bardzo niepewne.

Najnowsze badania obejmowały syntezy rozwoju zapadliska przedkarpackiego lub jego części (np. Moryc, 2005; Krzywiec, 2006; Oszczypko, 2006; Oszczypko i in., 2006; Wysocka i in., 2007; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012; Jasionowski i in., 2012). Ponadto w ostatnim czasie wykonano szczegółowe badania dotyczące rozmaitych zagadnień biostratygraficznych i paleoekologicznych na podstawie mikrofauny i mikroflory (np. Garecka, Olszewska, 2011; Gedl, 2012, 2016; Gonera, Bukowski, 2012; Oszczypko-Clowes i in., 2012; Peryt, 2013a,b; Gaździcka, 2015; Paruch-Kulczycka, 2015; Peryt, Peryt, 2015; Lelek i in., 2016; Gonera, 2018; Peryt i in., 2020, 2021, 2024a,b; Gedl i in., 2023), makrofauny (Studencka, Jasionowski, 2011; Studencka, 2015) oraz rozwoju sedimentacji i (lub) stratygrafii sekwencji na wybranych obszarach (np. Dziadzio i in., 2006; Mastalerz i in., 2006;

Porębski, Warchoń, 2006; Krzywiec i in., 2008, 2012; Lis, Wysocka, 2012; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Leszczyński, Nemec, 2015; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016), datowań wieku bezwzględnego (np. de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011; Śliwiński i in., 2012), magnetostratygrafii (Sant i in., 2015) i chemostratygrafii (Gąsiewicz i in., 2004; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Gąsiewicz, 2015).

Badania neogenu w Karpatach zewnętrznych rozpoczęły się pod koniec XIX w., ale początkowo dotyczyły jedynie utworów miocenu transgresywnego w Karpatach oraz osadów dużych kotlin śródgórskich (Orawsko-Nowotarskiej i Sądeckiej – Uhlig, 1888). Morskie osady miocenijskie zostały opisane z rejonu Nowego Targu (Friedberg, 1906), ale ich istnienie było wielokrotnie kwestionowane (Birkenmajer, 1952). Pierwsze wzmianki o możliwości występowania utworów neogenu w profilach sukcesji Karpat zewnętrznych pochodzą dopiero z lat 60. XX w. (Blaicher, Nowak, 1963) i dotyczą sukcesji skolskiej. Ostateczne potwierdzenie ich występowania przyniosły dopiero badania nanoplanktonu wapiennego w latach 90. XX w. W tym samym czasie stwierdzono też osady neogenu w profilach sukcesji magurskiej.

Badania neogenu do początku XXI w. zostały podsumowane przez Rykłę (2004). W ostatnich dwóch dekadach zaproponowano, na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego i otwornic, znacznie większy zasięg występowania osadów miocenijskich w południowej części jednostki magurskiej (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010, 2014; Oszczypko-Clowes i in., 2018), przyjmując istnienie rezidualnego basenu fliszowego połączonego z basenem Kotliny Sądeckiej. Wyniki te zostały jednak zakwestionowane na podstawie badań dinocyst (Jurewicz, Segit, 2018). Kontrowersje dotyczą także wieku morskich osadów Kotliny Sądeckiej (Szczechura, 2006; Oszczypko-Clowes i in., 2009; Gonera, 2012). W utworach neogenu Karpat prowadzono także szczegółowe badania dotyczące rozmaitych zagadnień biostratygraficznych i paleoekologicznych opierające się na badaniach ramienionogów (Bitner, Kaim, 2004), małżoraczków i zielenic (Szczechura, 2006) oraz nanoplanktonu wapiennego (Kaczmarek i in., 2016).

1 Neogen basenu Niżu Polskiego

Jacek R. Kasiński, Barbara Słodkowska, Paweł Urbański

1.1. PALEOGEOGRAFIA NEOGENU I ROZWÓJ BASENU ŚRODKOWEJ EUROPY

Basen Niżu Polskiego w części NW jest basenem epikratycznym o niejasnej genezie. Na przełomie eocenu i oligocenu (faza pirenejska) na znacznej części obszaru na SW od strefy Teisseyre'a-Tornquista, w tym zwłaszcza na obszarze monokliny przedsuddeckiej, powstał zespół wąskich rowów tektonicznych związanych z rozwojem europejskiego systemu ryftów kenozoicznych, a także naciskami od strony tworzącego się orogenu karpackiego (Jarosiński i in., 2009). Rowy te wykazywały aktywność tektoniczną o bardzo zróżnicowanej intensywności przez cały okres neogenu. W ich obrębie miąższość osadów kenozoicznych znacznie wzrasta (nawet do ponad 800 m) i występują tam grube pokłady węgla brunatnego, co świadczy o synsedymenacyjnej aktywności tektonicznej. Od eocenu po pliocen na obszarze Sudetów i ich bezpośredniego przedpola rozwijał się silny wulkanizm maficzny. Po wygaśnięciu głównych karpackich ruchów orogenicznych nastąpiła diametralna przebudowa układu naprężeń na obszarze Niżu Polskiego, tj. na dalekim przedpolu orogenu karpackiego. W wyniku odprężenia tektonicznego powstały tam również systemy rowów tektonicznych. Struktury te były często aktywne aż do końca neogenu, a nawet w czwartorzędzie. W wyniku powolnej i równomierniejszej subsydencji dna rowów, była w nich możliwa sedimentacja miąższych formacji osadowych, wśród których często występują grube pokłady węgla brunatnego (np. Belchatów, Złoczew, Turów, Lubstów).

Granica północna występowania osadów neogenu przebiega kilkadziesiąt kilometrów na północ od wybrzeża Morza Bałtyckiego, a granica południowa – wzdłuż północnego przedpola Roztocza, północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, brzegu elewacji małopolskiej i NW części sudeckiego uskoku brzeźnego (Piwocki i in., 2004; Knox i in., 2010; fig. 1). Dolna granica utworów neogenu na przeważającej części obszaru Niżu Polskiego występuje w stropie osadów regresywnych najwyższej części dolnego oligocenu (rupelu) i ma charakter erozyjny. Znaczna luka stratygraficzna obejmuje tam całą wyższą część oligocenu (szat).

Wyjątek stanowi niewielki obszar w SW części Niżu (okolice Leszna, Rawicza i Zielonej Góry), gdzie ponad osadami dolnego oligocenu występuje niegruba seria osadów brakicznych górnego oligocenu – formacja leszczyńska (Piwocki i in., 2004). Na tym obszarze granica paleogen/neogen przebiega w spągu osadów lądowych miocenu (formacje rawicka i gorzowska), tj. w spągu IV dąbrowskiego pokładu węgla brunatnego.

Z uwagi na erozyjną działalność lądolodów plejstocenijskich sporadycznie występują stanowiska, w których obserwuje się sedymenacyjne przejście neogenu w czwartorzęd. Dlatego za stratotypowe dla granicy neogen/czwartorzęd zostało uznane stanowisko na południowym Mazowszu w profilu z Wólki Ligęzowskiej. W tym stanowisku w osadach piaszczysto-mułkowych palinologicznie została udokumentowana granica pliocen/plejstocen (Winter, 2015; Bujak i in., 2016). Wyróżnione okresy klimatyczne Winter (2015) skorelowała z neogeńskimi poziomami sporowo-pyłkowymi = fazami klimatycznymi (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997) – pierwszy okres klimatyczno-stratygraficzny z poziomem XIII *Sequoiapollenites* (zankl), a drugi – z poziomem XIV *Faguspollenites* (piacent). W najwyższym pliocenie wiercenia Wólka Ligęzowska Winter (2015) wykreowała nowy dla neogenu poziom XV *Pinus* ze względu na dominujący w tym odcinku profilu pyłek *Pinus*, a także *Betula* oraz znaczny udział pyłku roślin zielnych. Skład zespołu tego poziomu, z dominacją taksonów pyłku roślin o wymaganiach chłodno-umiarkowanych, wskazuje jednak, że ten zespół należy już do plejstocenu.

1.2. STRATYGRAFIA NEOGENU

Podstawowe znaczenie dla neogenu na Niżu Polskim ma klasyfikacja litostratygraficzna uzupełniona w różnym stopniu przez dane biostratygraficzne (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Kasiński, Słodkowska, 2024) czy radiometryczne (Matl, Wagner, 1986). W odniesieniu do utworów lądowych neogenu ważne są dane mikrofiorystyczne (spory, ziarna pyłku).

Utwory neogenu na Niżu Polskim są rozwinięte bardzo nieregularnie i tylko w nielicznych profilach są znane osady należące do wszystkich pięter tego oddziału. Utwory te występują w sposób nieciągły i zawierają liczne luki stratygraficzne (Piwocki i in., 2004). Obserwuje się też zróżnicowanie regionalne w występowaniu osadów neogenu. W zachodniej Polsce profil neogenu rozpoczyna osady dolnego miocenu, a we wschodniej i NE Polsce osady środkowego miocenu.

1.2.1. Litostratygrafia

Podstawą podziałów litostratygraficznych są cechy litologiczne, pozwalające na jednoznaczne wydzielenie jednostki litostratygraficznej różniącej się od jednostek sąsiadujących. Osady neogenu Niżu Polskiego są jednak słabo zróżnicowane litologicznie i składają się z naprzemianległych warstw węgla (lub mineralnych osadów węglistych), piasków i utworów drobnoklastycznie-ilastych, wielokrotnie zastępujących się w profilu w szeregu cykli sedymenacyjnych. Poziomymi litokorelacjami w asocjacji węglonośnej mogą być na znaczniejszych obszarach jedynie pokłady węgla wraz z ich ekwiwalentami sedymenacyjnymi. Na problem ten zwrócił już uwagę Elliott (1976), który zaproponował stosowanie dla jednostek nadrzędnych elementów cyklostratygrafii. Początkowo jednostki litostratygraficzne rozpoczynano i kończono na pokładach węgla, odrębnie traktując pozostałe osady międzywęglowe. Taką zasadę podziału litostratygraficznego stosowano także powszechnie dla osadów paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji węglonośnej na obszarze Niżu Polskiego, uznając pokłady węgla brunatnego za poziomy korelacyjne (Dybor, 1964, 1986, 1994; Ciuk, 1968, 1970, 1974; Piwocki, 1975, 1992; Dybor, Sadowska, 1977; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997; Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 2).

Zgodnie z najnowszymi propozycjami podziału litostratygraficznego utworów neogenu Niżu Polskiego wprowadzono elementy cyklostratygrafii (Kasiński, Słodkowska, 2024). Sprawdzają się one do przyjęcia za podstawowe jednostki litostratygraficzne kolejnych cykli sedymenacyjnych, które są z reguły cyklami prostymi o ziarnie malejącym ku górze, a więc zastosowano tu *de facto* zasady cyklostratygrafii. Początek sekwencji cyklicznej pozostaje w związku z wyraźnym wzrostem energii środowiska w wyniku działania mechanizmów allo- lub autocyklicznych, np. ruchów tektonicznych obniżających powierzchnię depozycyjną, kompaktacji niżej leżących osadów lub wzrostu potencjału erozyjnego w obrzeżeniu basenu sedymenacyjnego (Kasiński, 1983, 1984, 1989). Przyjęto model rozwoju każdej kolejnej sekwencji cyklicznej od środowisk o najwyższej energii (materiał okruhowy o najgrubszej frakcji), poprzez środowiska o niższej energii (osady drobnookruhowe i ilaste), po osady środowiska o najniższej energii (osady fitogeniczne). Granicę każdej sekwencji cyklicznej postawiono w stropie pokładu węgla brunatnego lub jego ekwiwalentu sedymenacyjnego (tab. 1).

W centralnej, północnej i wschodniej części Niżu Polskiego na podłożu podkenozoicznym spoczywają osady dolnego miocenu. Są one zaliczane do formacji rawickiej z IV dąbrowskim pokładem węgla brunatnego oraz dolnej części formacji ścinawskiej z III ścinawskim pokładem węgla brunatnego. Formacja rawicka została wyróżniona po raz pierwszy na monoklinie przedsuddeckiej w otworach wiertniczych w okolicach Rawicza, tj. w rowie tektonicznym Rawicz-Chobienia (Piwocki, 1975). Formacja ta występuje na Dolnym Śląsku, Ziemi Lubuskiej i w południowej Wielkopolsce. Tworzą ją osady lądowych środowisk sedymenacyjnych, głównie rzecznych, jeziornych i bagiennych. Na rozległej nadbrzeżnej równinie aluwialnej nastąpił w kilku epizodach rozwój bagien węglotwórczych.

Formacja rawicka dzieli się na ogniwo dąbrowskie i leżące wyżej ogniwo żarskie (Piwocki i in., 2004). Tworzą ją jasnoszare, szarobrazowe i brunatne piaski kwarcowe oraz muły i ily z warstwami i soczewkami węgla brunatnego IV pokładu dąbrowskiego, które występują w dolnej części profilu – ogniwo dąbrowskie (Kasiński, Słodkowska, 2016). Osady formacji rawickiej zawierają zespół sporowo-pyłkowy charakterystyczny dla poziomu I *Olaxipollis matthesii* (ogniwo dąbrowskie) i dla poziomu II *Alnipollenites verus* (ogniwo żarskie). Pokład dąbrowski występujący w zachodniej Polsce rozszczeplia się miejscami na dwie warstwy/lawy przedzielone przez muły i ily węgliste ze szczątkami uwęglonych roślin. Profile ogniwa żarskiego znajdują się na obszarze perykliny Żar i koło Rawicza na monoklinie przedsuddeckiej. Osady ogniwa żarskiego są złożone z jasnoszarych, jasnobieżowych i szarych piasków, piaskowców, mułowców i ilowców piaszczystych oraz mułłów i ilów. Osady piaszczyste ogniwa żarskiego są na ogół przekątnie warstwowane, często można dostrzec w nich struktury erozyjne. Ekwiwalentem formacji rawickiej na obszarze Ziemi Lubuskiej, północnej Wielkopolski oraz Pomorza, po okolicie Gdańska, jest formacja gorzowska. Jest ona tworzona głównie przez osady piaszczyste oraz muły i ily, a także soczewy węgla

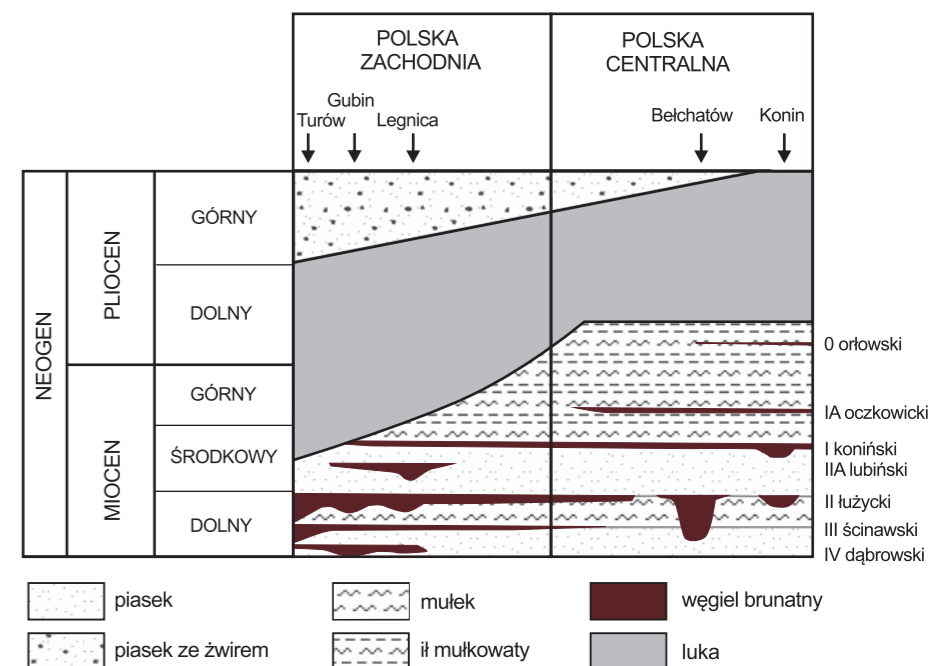


FIG. 2. Schemat stratygraficzny cykli węglotwórczych w neogenu na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, Słodkowskiej, 2016)

brunatnego (Grabowska, Ważyńska, 1997). Osady tej formacji sięgają ku wschodowi aż po okolice Rypina, Sierpca, Drobiną i Raciąża, gdzie są reprezentowane przez szare, drobnopiezczyste piaski kwarcowe z przewarstwieniami szarobrazowych mułłów. Odpowiedniki osadów formacji rawickiej i gorzowskiej znajdują się w nieckach tektonicznych zawierających złoża węgla brunatnego Turów i Radomierzyce (Kasiński, 2000) oraz w złożu Belchatów jako tzw. kompleks podwęglowy (Czarnecki i in., 1992). Koło Konina osady odpowiadające formacji rawickiej są znane tylko w tektonicznym rowie Lubstowa. Są to szare piaski kwarcowe, w stropie węgliste, leżące pod dolnym, głównym pokładem węglowym, tj. II lużyckim (Ciuk, Grabowska, 1991).

Do dolnego miocenu jest też zaliczona dolna część formacji ścinawskiej, która rozpościera się na znacznych obszarach Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i Wielkopolski. Reprezentujące ją osady powstały na rozległej równinie aluwialnej, gdzie w sprzyjających warunkach dochodziło do rozwoju przybrzeżnych bagien i torfowisk węglotwórczych. Z tych osadów utworzył się III ścinawski pokład węgla brunatnego, wiązany z III poziomem sporowo-pyłkowym *Arecipites parareolatus*. Dolna część profilu formacji ścinawskiej składa się z szarych i szarobrazowych mułłów i mułłów piaszczystych oraz słabo zwęzłych mułowców z przewarstwieniami brunatnych i szarobrunatnych ilów oraz słabo zwęzłych ilowców. W tych osadach opisano IV poziom pyłkowy *Ulmipollenites*. Spotykane są też soczewki i warstwy drobnopiezczystych piasków kwarcowych (Piwocki i in., 2004). W opisanej części formacji w piaskach pylastych i w mułach piaszczystych występują często rozmaite typy warstwowań przekątnych, płasko-równoległych i soczewkowych oraz skamieniałości śladowe i bioturbażje. Pośród soczew piaskowców krzemionkowych (kwarcycytnych) koło Osieczowa Raniecka-Bobrowska (1965) oznaczyła bogaty zespół makroflory obejmujący ponad 90 rodzajów i gatunków roślin wysoko ciepłolubnych. Wśród nich główną rolę odgrywały sosny, dęby i laurowate z bardzo licznym *Cimmamonoophyllum scheuchzeri*. Zwraca też uwagę obecność odcisków liści palm wachlarzowatych *Trachycarpus rhapifolia* (Raniecka-Bobrowska, 1965; fig. 3). Na obszarze nieck tektonicznych żytańskiej i radomierzyckiej w zachodniej części basenu sedymenacyjnego opisano florę owocowo-nasienną (Czeczot, Skirgiełło, 1961, 1967; Kowalski, 2010; fig. 4).

Ekwiwalentem dolnej części formacji ścinawskiej jest formacja krajeńska rozwinięta w zachodniej i północnej Polsce. Powstała ona na rozległych aluwialnych równinach nadbrzeżnych z okresowo zaznaczającymi się warunkami brakicznymi i płytkomorskimi. Świadectwem tych warunków są zachowane struktury sedymenacyjne osadów, ich cechy litologiczne oraz nieliczne dowody paleontologiczne. Obszar występowania formacji krajeńskiej obejmuje Ziemię Lubuską, północną Wielkopolskę i część Kujaw. Na wschodzie formacja krajeńska sięga po Wąbrzeźno i Rypin, a jej typowo wykształcone osady występują na obszarze niecki pomorskiej. Są to charakterystyczne piaski drobnopiezczyste i pylaste, kwarcowe, szarobrunatne i szare z obfitym pyłem jasnych lyszczaków. W zachodniej części Ziemi Lubuskiej w spągu formacji krajeńskiej miejscami spotyka się soczewy i nieciągłe pokłady węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent III ścinawskiego pokładu. Formację krajeńską na obszarze typowym charakteryzują te same dolnomiocenijskie poziomy sporowo-pyłkowe, które są typowe dla formacji ścinawskiej.

TAB. 1. Schemat litostratygraficzny neogenu na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, Słodkowskiej)

| Chronostratygrafia | | Litostratygrafia | | | | | | | | Litologia | | Biostratygrafia | Środowisko | |
|--------------------|-------------------------|---|---|---|---|---------------------------------------|---|--|--|---|--|--|-------------------------------|--|
| Oddział | Piętro | Formacja (kreator) | Jednostki w obrębie formacji (kreator) | Nazwa, typowy profil | Synonimy | Miaższość [m] | Pokład węgla | Obszar występowania (+ obszar typowy) | Profil stratotypowy | Opis, facja | Poziomy sporowo-pyłkowy (Piwocki Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997) | Środowisko sedimentacji | Klimat | |
| Pliocen | piacent | grójecka (Kasiński, Słodkowska, 2024) | ogniwo białych zwirow z Gozdniczy (Dyjur, 1970), ogniwo piaszczyste z Łęczycy (Kasiński i in., 2004), ogniwo ilów i mułów z Rożców (Baraniecka, 1991) | od miasta Grójec na południowym Mazowszu, gdzie występują dobrze zbadane profile | formacja gozdnicza (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) | 47 – Mazowsze, 60 – przedpole Sudetów | – | przedpole Sudetów, Dolina Śródkowej Wisły na południowym Mazowszu i płaty w południowej Wielkopolsce, na Pomorzu Gdańskim i na obszarze Warmii i Mazur | Róże 1 | osady klastyczne, na obszarze przedgórzia Sudetów gruboklastyczne, ku NE o ziarnie malejącym; osady głównie piaszczyste oraz muły i ily | XIV <i>Faguspollenites</i> XIII <i>Sequoiapollenites</i> | reprezentują ślady traktów fluwialnych, w centralnej części Niżu Polskiego, lokalnie facje jeziorne | umiarkowany, suchy | |
| | zankl | | | | | | | | | | | | | |
| Miocen | messyn | poznańska (Ciuk, 1967) | ogniwo karczewskie (Baraniecka, 1976) | od obszaru stratotypowego znajdującego się w okolicy Poznania | – | od kilku do 160 | 0 orłowski | na całym obszarze Niżu Polskiego z wyjątkiem jego północnej części, gdzie nie osadziły się lub zostały zniszczone w plejstocenie; na południu zasięg sięga po pas wyżyn Polski środkowej, a w części SW obejmuje górnosląską część zapadiska przedkarpackiego; łączna powierzchnia występowania osadów formacji poznańskiej wynosi ok. 75 tys. km ² | Poznań 32/15 | kompleks ilów i mułów barwy zielonkawej, szarej, czerwonej, rudej, żółtej – zmienne zabarwienie ilów jest związane z procesami wietrzeniowymi | XII <i>Carpinipites–Juglandaceae</i> XI <i>Betulaepollenites–Cyperaceae</i> X <i>Nyssapollenites</i> | osady formacji poznańskiej były akumulowane w środowisku niskoenergetycznych rzek anastomozujących/meandrujących o niskiej dynamice (energii) wód | umiarkowany, średnio wilgotny | |
| | torton | | ogniwo rycickie (Baraniecka, 1976) | | | | | | | | | | | |
| | serrawal | koźmińska* | ogniwo konińskie (Kasiński, Słodkowska, 2024) | dobrze zbadane profile formacji znajdują się na obszarze Kopalni Węgla Brunatnego Adamów | formacja pawłowicka (Ciuk, 1967) | śr. 20, maks. 60 | IA oczkowicki I koniński | formacja rozpoznana na prawie całym terytorium występowania miocenu na Niżu Polskim; ciągnie się od zachodniej po wschodnią granicę państwa; na północy sięga po wybrzeże Bałtyku a na południu po Sudety i wyżyny Polski środkowej | Adamów 16/16 | białe piaski drobno- i średnioziarniste, niekiedy z lawicami piasków różnoziarnistych z drobnym żwirem kwarcowym; muły piaszczyste, czasami węgliste; w wyższej części formacji występuje I koniński pokład węgla brunatnego, ponad pokładem węgla występuje charakterystyczny pakiet ilów szarych, często węglistych, w których w części stropowej występuje IA oczkowicki pokład węgla brunatnego | IX <i>Tricolporopollenites pseudocingulum</i> VIII <i>Celtipollenites verus</i> VII <i>Iteapollis angustiporatus</i> | równina aluwialna, na której rozwijały się węglotwórcze torfowiska | ciepłumiarkowany, wilgotny | |
| | lang | | ogniwo piasków adamowskich (Kasiński, Słodkowska, 2024) | | | | | | | | | | | |
| | burdygal | ścinawska (Ciuk, 1967) | – | formacja wyodrębniona po raz pierwszy w południowej części monokliny przedsudeckiej, w okolicach miejscowości Ścinawa | formacja krajeńska (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) | śr. 37, maks. 90 | IIA lubiński III ścinawski | formacja rozpościera się na znacznym obszarze (ok. 12 tys. km ²) Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i południowej Wielkopolski po Kępno i Wieruszów; poznana w licznych otworach wiertniczych wykonanych na obszarze dużego, pokładowego złoża węgla brunatnego Ścinawa | Ścinawa 98/00 | węgiel brunatny w postaci soczew lub warstw III pokładu ścinawskiego, wyżej wykształcona jako szarobrazowe muły i szarobrunatne ily oraz ilowce; górna część formacji ścinawskiej budują warstwy węgla brunatnego II lużyckiego pokładu; na znacznym obszarze zachodniej i północnej Polski występują piaski pylaste, muły piaszczyste i piaski drobnoziarniste, szarobrunatne i szare z obfitym pyłem jasnych lyszczyków; w stropie formacji szarobrunatne piaski pylaste oraz muły z soczewami węgla brunatnego, ponad piaskami leżą brunatne muły piaszczyste, czasami ily mulkowane, ponad nimi zalega węgiel brunatny reprezentujący IIA pokład lubiński | VI <i>Tricolporopollenites megaexactus</i> V <i>Quercoidites henrici</i> IV <i>Ulmipollenites</i> III <i>Arecipites parareolatus</i> | osady powstałe na rozległej równinie aluwialnej, gdzie w sprzyjających warunkach dochodziło do rozwoju przybrzeżnych bagien i torfowisk węglotwórczych | ciepłumiarkowany, wilgotny | |
| akwitan | rawicka (Piwocki, 1965) | ogniwo żarskie (Wróbel, 1981) ogniwo dąbrowskie (Ciuk, 1967) | formacja wyróżniona po raz pierwszy na monoklinie przedsudeckiej w rowie tektonicznym Rawicz-Chobienia, gdzie znajduje się stratotypowy profil formacji (Piwocki, 1965, 1967, 1975) | formacja gorzowska (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) | śr. 50, maks. 140 | IV dąbrowski | formacja rozwinięta na rozległym obszarze (ok. 12,5 tys. km ²) Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i południowej Wielkopolski (monoklina przedsudecka, peryklina Żar, masyw przedsudecki) | Dłoiń 43/31 | w swoim typowym wykształceniu: jasnoszare, szarobrazowe i brunatne piaski kwarcowe oraz muły i ily z warstwami i soczewami węgla brunatnego IV pokładu dąbrowskiego, które występują w dolnej części profilu (ogniwo dąbrowskie); wyżej spoczywają jasnoszare i szarobiałe piaski, mulowce, ily i ilowce z cienkimi soczewkami węgla brunatnego (ogniwo żarskie) | II <i>Alnipollenites</i> I <i>Olaxipollis mathesi</i> | osady lądowych środowisk sedimentacyjnych, rzecznych, jeziornych i bagiennych; na rozległej nadbrzeżnej równinie aluwialnej w kilku epizodach rozwijały się węglotwórcze bagna, które dały początek IV dąbrowskiemu pokładowi, w północnej części Niżu panowały środowiska aluwialne | ciepłumiarkowany, wilgotny | | |

* zmiana przez autorów dotychczasowej nazwy formacji (formacja adamowska) jest spowodowana brakiem zgodności z „Zasadami...” (Alexandrowicz i in., 1975)

Osady środowiska miocenu są szeroko rozprzestrzenione na obszarze Niżu Polskiego. Sedymencje środkowomiocenne rozpoczynają osady wyższej części formacji ścinawskiej. Początek tej formacji należy do najwyższego dolnego miocenu, a jej wyższa część tworzyła się już w środkowym miocenie na znacznych obszarach Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i zachodniej Wielkopolski – wyjątek stanowi jej występowanie w rowie Lubstawa we wschodniej Wielkopolsce (Ciuk, Grabowska, 1991; Wiedera, 2007, 2021). Górna część profilu tej formacji w jej typowym wykształceniu to warstwy węgla brunatnego II pokładu lużyckiego, zwykle rozdzielające się na kilka (dwie lub więcej) ław przedzielonych przerostami mułowo-ilastymi oraz piaskami drobnoziarnistymi, czasem węglistymi o miąższości kilku metrów (Piwocki i in., 2004). W północnej i wschodniej części obszaru występowania formacji ścinawskiej II pokład lużycki osiąga znaczną miąższość w rowach tektonicznych. W osadach piaszczystych formacji ścinawskiej, w zachodniej części obszaru jej występowania, w szarobrazowych piaskach pylastych spoczywających poniżej węgla brunatnego II pokładu lużyckiego, a także w węglu okolic Gubina, Lubuska, Brodów i Tuplic po Zieloną Górę i Głogów stwierdzono występowanie nielicznych ziarn glaukonitu i fitoplanktonu morskiego oraz skamieniałości śladowych należących do *Ophiomorpha nodosa*. Jest to ichnoskamieniałość będąca wskaźnikiem wpływów morskich, zapewne środowiska litoralnego lub brakicznego, pływowego, estuariowego (Słodkowska, Kasiński, 2016; Kasiński, Słodkowska, 2017). Na pozostałym obszarze Niżu Polskiego osady wyższej części formacji ścinawskiej powstały na rozległej równinie aluwialnej, gdzie w sprzyjających warunkach dochodziło do rozwoju przybrzeżnych bagien i torfowisk węglotwórczych. Pozostałością korytowych facji rzecznych są soczewy piasków, czasem ze żwirem. Ziarna pyłku V poziomu *Quercoidites henrici* zawiera II pokład lużycki. Panująca wówczas roślinność jest charakterystyczna dla klimatu ciepłumiarkowanego, wilgotnego, w którym dominowały lasy bagienne i częściowo torfowiska zaroślowe. Z kolei tereny bardziej suche i położone wyżej były zajęte przez mezofilne lasy liściaste ze znacznym udziałem roślin wiecznie zielonych (Kohlman-Adamska, 1993).

Powyżej formacji ścinawskiej w środkowym miocenie dotychczas wydzielano formację adamowską i zającebającą się z nią lokalnie formację pawłowicką (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Po przeanalizowaniu wielu stanowisk tych osadów wydzielono samodzielną jednostkę litostratygraficzną – formację pawłowicką, która jest rozwinięta w zachodniej, a częściowo także w środkowej części miocenu basenu sedimentacyjnego Niżu Polskiego (Kasiński, Słodkowska, 2024). Na istnienie wyraźnej niezgodności między formacjami pawłowicką a adamowską zwróciła uwagę Walkiewicz (1984), która wskazała, że miejscami osady formacji adamowskiej leżą nad utworami formacji pawłowickiej. Jest to szczególnie dobrze widoczne w granicach administracyjnych Poznania, na obszarze rowu/złoża Naramowice, gdzie w stropie formacji pawłowickiej leżą muły/ily węgliste lub cienkie warstwy węgla brunatnego (IIA lubiński pokład towarzyszący) maksymalnie do 2,4 m miąższości (Wiedera, 2007). Na wschodzie utwory formacji pawłowickiej się wyklinowują lub zostały erozyjnie usunięte. Formację pawłowicką rozpoznano w środkowej części monokliny przedsudeckiej, w Wielkopolsce, na Kujawach oraz na obszarze nieceek: szczecińskiej, mogileńsko-łódzkiej i pomorskiej. Zbudowana jest ona z szarobrunatnych piasków pylastych oraz mułów z soczewami węgla brunatnego. Na granicy z formacją ścinawską, na zerodowanej powierzchni II lużyckiego pokładu węglowego, zaznacza się wyraźna niezgodność erozyjna wyrażona obecnością warstewki czarnobrunatnego piasku różnoziarnistego z drobnym żwirem kwarcowym (Piwocki i in., 2004). W górnej części formacji pawłowickiej ponad piaskami leżą brunatne muły piaszczyste i (lub) zalega węgiel brunatny reprezentujący IIA pokład lubiński, z którego opisano VI poziom sporowo-pyłkowy *Tricolporopollenites megaexactus*. Obecne w nim sporomorfy wskazują, że nastąpił stopniowy rozwój roślinności torfowisk krzewiastych oraz dalsze panowanie mezofilnych lasów liściasto-iglastych, z wciąż jeszcze wysokim udziałem gatunków roślinności wysoko ciepłolubnej. W osadach na zachodnim obszarze występowania formacji pawłowickiej, w rejonie Gubina, Mostów i Żar, spotyka się dość powszechnie ziarna glaukonitu, igły gąbek, a sporadycznie skorupki otwornic, ułamki mięczaków oraz rurkowane skupienia wapienne

przypominające kolce jeżowców (Dyjur, 1967; Dyjur, Chlebowski, 1973). Te fakty świadczą o wyraźnych wpływach morskich z basenu Morza Północnego. W górnej części formacji w wielu miejscach, głównie na Ziemi Lubuskiej, występują białe i jasnoszare-białe drobnoziarniste piaski kwarcowe prawdopodobnie o genezie eolicznej, które utworzyły się w pasie nadmorskich wydm rozwiniętych w strefie plażowej wybrzeża morskiego (Dyjur, 1969; Dyjur, Grodzicki, 1969; Dyjur, Wróbel, 1978).

Formacja koźmińska¹ jest rozprzestrzeniona na prawie całym terytorium występowania miocenu na Niżu Polskim. Na północy sięga po wybrzeże Bałtyku, a na południu – po Sudety i wyżyny Polski środkowej. Osady formacji koźmińskiej spoczywają niezgodnie na starszym podłożu. W zachodniej Polsce leżą na utworach wyżej scharakteryzowanej formacji pawłowickiej, a na innych obszarach na różnych ogniwach starszych formacji mioceńskich, a także na utworach paleogeńskich lub mezozoicznych. Profil formacji koźmińskiej, powyżej granicy erozyjnej, rozpoczynają żwiry, piaski gruboziarniste, lokalnie piaskowce kwarcytoczne. Wyżej występują białe, drobnoziarniste piaski kwarcowe, muły piaszczyste i ilaste, często węgliste barwy czarnobrunatnej. W tych osadach opisano VII poziom sporowo-pyłkowy *Iteapollis angustiporatus* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Występujące w nim sporomorfy dokumentują epizod ochładzania się klimatu, który staje się suchszy z niższym udziałem pyłku roślin bagiennych. Cykl sedimentacyjny formacji koźmińskiej zakończyła akumulacja I konińskiego (środkowopolskiego) pokładu węgla brunatnego, szczegółowo opisanego z konińsko-adamowskiego zagłębia węgla brunatnego (Worobiec i in., 2021, 2022a, b; Wiedera i in., 2021a, b; Słodkowska, Wiedera, 2021, 2022) oraz występującego powyżej, kończącego akumulację zwartych pokładów węgla brunatnego na Niżu Polskim, IA pokładu oczkowickiego. Te dwa pokłady reprezentują poziomy sporowo-pyłkowy VIII *Celtipollenites verus* i poziom IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Piwocki,

Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Oba te poziomy są szeroko znane na Niżu Polskim. Na obszarze Górnego Śląska i Śląska Opolskiego wyróżniono formację kędzierzyńską z kędzierzyńskim pokładem węgla brunatnego, równoległym z pokładem IA oczkowickim. Analiza struktur sedimentacyjnych oraz charakterystyka litologiczna spagowych partii osadów formacji koźmińskiej wskazuje, że powstały one w środowisku okresowo wysokoenergetycznego systemu rzek roztokowych (Wiedera i in., 2021b). Trakty fluwialne, wyżłobione w starszych utworach mioceńskich, paleogeńskich, a nawet mezozoicznych (wschodnia Wielkopolska), ogólnie były skierowane w kierunku basenu Morza Północnego. W zachodniej części Polski wśród osadów stwierdzono warstewki szarozielonego piasku, w których występują ziarna glaukonitu i spikule gąbek (Piwocki i in., 2004). Dokumentują one wpływy morskie podczas sedimentacji formacji koźmińskiej na obszarze zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Materia fitogeniczna w wyższej części formacji koźmińskiej była akumulowana w pozakorytowych zagłębieniach rzek niskoenergetycznych – meandrujących i (lub) anastomozujących, w tym w lokalnych zagłębieniach popowodziowych, często podlegających subsydeni tektonicznej. Klimat był ciepły i wilgotny, tj. sprzyjający powstawaniu węglotwórczych bagnisk – I koniński (środkowopolski) pokład węgla brunatnego (Kasiński, Słodkowska, 2016, 2024; Słodkowska, Wiedera, 2021).

Formacja poznańska tworzyła się od późnego miocenu środkowego po wczesny pliocen. Zasięg występowania osadów zaliczanych do tej formacji obejmuje cały obszar Niżu Polskiego, z wyjątkiem jego północnej i południowo-wschodniej części. Na Pomorzu te utwory pierwotnie zapewne też występowały, lecz zostały zniszczone w plejstocenie. Na skutek zróżnicowanych ruchów tektonicznych utworzyły się dwa główne baseny sedimentacyjne: śląsko-wielkopolski i mazowiecko-warmiński, częściowo rozdzielone elewacją wału śródpolskiego. Utwory formacji poznańskiej w przeważającej części

¹ Dawniej formacja adamowska – zmiana nazwy formacji na koźmińską nastąpiła z powodu niezgodności z zasadami nomenklatury stratygraficznej – Alexandrowicz i in., 1975.

1

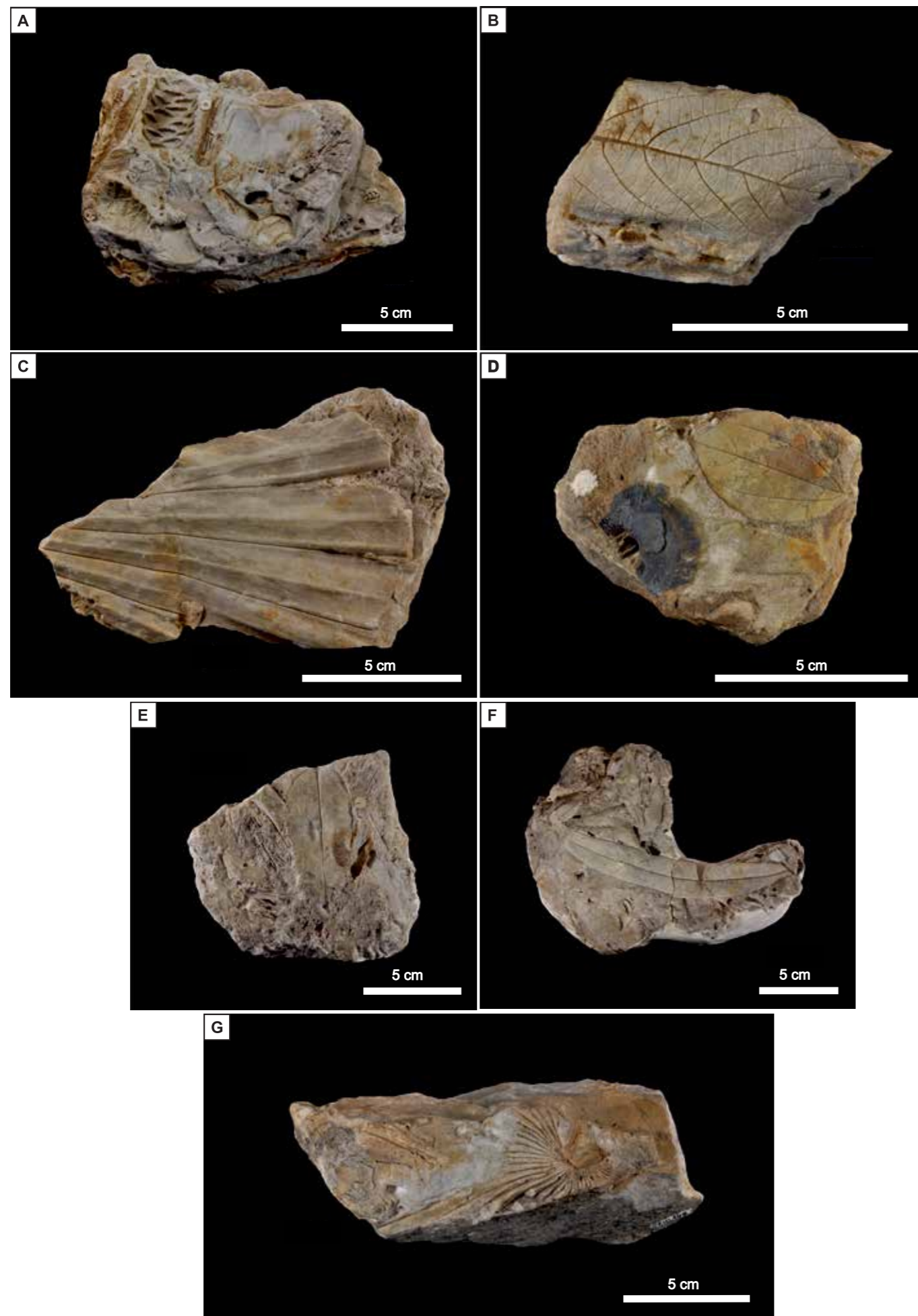
Neogen basenu
Niżu Polskiego

FIG. 3. Makroflora z Osieczowa, dolny miocen: A – *Pinus* sp.; B – *Laurus* cf. *canariensis* Weber et Bertham; C, G – *Trachycarpus rhapifolia* (Sternberg) Takhtajan; D – *Cinnamomophyllum scheuchzeri* (Heer) Kräusel et Weyland; E – *Ficus apocynoides* Ettingshausen; F – Anacardiaceae – ?*Mangifera apolloniacea* (Menzel) Raniecka-Bobrowska (coll. J. Raniecka-Bobrowska, fot. K. Skurczyńska-Garwolińska)



1

Neogen basenu
Niżu Polskiego

FIG. 4. Makroflora z KWB Turów, miocen dolny, nad III pokładem ścinawskim: A – *Ampelocissus chandleri* (Kirchheimer) Chen & Manchester – nasiono (ok. 5 mm długości); B – *Glyptostrobus europaeus* (Brongniart) Unger – niekompletna szyszka (ok. 1,5 cm długości); C – *Mastixia lusatica* Mai – pestka (ok. 1,5 cm długości); D – *Carya lusatica* Czeczott et Skirgiello – orzech (ok. 3 cm długości); E – *Eomastixia saxonica* (Menzel) Holy – pestka (ok. 3 cm długości). Zebrane przez Czeczott i zespół w latach 1949–1975, kolekcja PAN Muzeum Ziemi w Warszawie. Fot. R. Kowalski

składają się z frakcji ilowej i pyłowej. Głównym kryterium rozpoznania tej formacji było zaznaczające się w profilu pionowym występowanie różnobarwnych osadów ilasto-mułowych i jej kolorystyczna rozdzielność. W aktualnie obowiązującym podziale litostratigraficznym formacji poznańskiej wydziela się zielone i niebieskie ily, wyróżnione jako ogniwo rycickie, z lokalnie występującym pokładem 0 (zerowym) węgla brunatnego w NE części Niżu Polskiego. W części stropowej tej formacji występują różnobarwne ily, opisywane jako ily płomieniste, zaliczane do ogniwa karczewskiego (Kasiński, Słodkowska, 2024). Zmiany kolorystyczne wynikają głównie ze zmiennego udziału rozproszonych tlenków i wodorotlenków żelaza dwu- i trójwartościowego – ily zielone, niebieskie i pstre (Klęsk i in., 2023). Z kolei barwy tych osadów mają zapewne związek z wietrzeniowym profilem glebowym, tj. ily płomieniste są rozwinięte na iłach niebieskich i zielonych. Wskazuje to na lądowe pochodzenie osadów ilastych formacji poznańskiej. Takie osady mogły być akumulowane w środowisku rzek anastomozujących i (lub) meandrujących (Widera i in., 2021a, b), przy zmiennych stanach wód, na równiach zalewowych w facjach powodziowych lub na dystalnych stokach stożków aluwialnych. Jedynie sporadycznie w wyniku zwiększenia tempa subsydencji mogły tworzyć się depresje z efemerycznymi jeziorami. Również występowanie soczew i przewarstwień piaszczystych w obrębie serii ilastych jest typowe dla facji korytowych tych rzek (Widera i in., 2019; Zieliński, Widera, 2020). Utwory formacji poznańskiej charakteryzują sporowo-pyłkowe poziomy: X *Nyssapollenites*, XI *Betulaepollenites*–*Cyperaceapollis* i XII *Carpinipites*–*Juglandaceae*. Należy zwrócić uwagę na diachronizm pojawiający się między osadami w dwóch częściach basenu Niżu Polskiego. Strop osadów formacji poznańskiej został zniszczony w czasie transgresji lądolodów plejstoceny lub zdeformowany glaciektonicznie. W wyniku dynamicznego oddziaływania lądolodów na podłoże powstawały zaburzenia typu fałdowego, nasunięciowego lub diapirowego, które pozornie i lokalnie bardzo zwiększają miąższość osadów formacji poznańskiej.

Najmłodszą jednostką litostratigraficzną neogenu na obszarze Niżu Polskiego jest formacja grójecka – dawniej gozdnicka (Kasiński, Słodkowska, 2024). Czas jej akumulacji przypada na późny miocen, pliocen i przedglacjalny plejstocen. W neogeńskim odcinku utwory formacji grójeckiej występują w dwóch zwartych obszarach, tj. na przedgórzu Sudetów (Dybor, 1966, 1994; Przybylski i in., 1998) i w dorzeczu środkowej Wisły na południowym Mazowszu (Makowska, 2015) oraz w postaci izolowanych płatów w południowej Wielkopolsce, na Pomorzu Gdańskim (Kramarska

i in., 2015) i na obszarze Warmii i Mazur. Formacja grójecka ma pochodzenie rzeczne. Osady klastyczne na obszarze przedgórza Sudetów są gruboziarniste, ku NE ziarna mają ogólnie mniejszą wielkość. Osady tej formacji reprezentują ślady traktów fluwialnych w centralnej części Niżu Polskiego. W plioceńskim odcinku formacji wyróżnia się cztery ogniwa, w zasadzie równowiekowe, różnie wykształcone w różnych regionach Polski (Kasiński, Słodkowska, 2024). Są to: ogniwo białych żwirów z Gozdnicy, ogniwo piaszczyste z Łęczyc, ogniwo iłów i mułków z Rożców i ogniwo mułkowo-torfowe z Wólki Ligęzowskiej.

Osady ogniwa białych żwirów z Gozdnicy utworzyły się w najwyższym późnym miocenie i pliocenie. Występują na obszarze zachodniego przedgórza Sudetów (blok przedsudecki i SW część monokliny przedsudeckiej) oraz w górnej części dorzecza Nysy Kłodzkiej. W pobliżu sudeckiego uskoku brzeżnego są to osady gruboklastyczne reprezentujące fację stożków napływowych. Ku NE frakcja osadu maleje (stożek piedmontowy). Osady te wykazują znaczną zmienność facjalną, przy czym materiał stożków pochodzi ze zwietrzelin skał krystalicznych i składa się głównie z różnobarwnych żwirów kwarcowych i kaolinowych iłów zwietrzelinowych. Ogniwo piaszczyste z Łęczyc opisano w niewielkim obszarze wyniesienia Leby (Kasiński i in., 2004; Kramarska i in., 2015). Są to osady klastyczne, głównie piaszczyste, w przeważającej części warstwowe przekątnie, o genezie fluwialnej lub plażowej – jezioro? (Kasiński, Czapowski, 2008). Reprezentują one dolny pliocen i XIII poziom sporowo-pyłkowy *Sequoiapollenites* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Ogniwo iłów i mułków z Rożców występuje w dorzeczu środkowej Wisły, na południowym Mazowszu w pobliżu Grójca (Makowska, 2015; Winter, 2015; Bujak i in., 2016). Są to bezwapienne utwory ilasto-mułkowe. Ogniwo to charakteryzuje poziom sporowo-pyłkowy XIII *Sequoiapollenites* (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Najwyższą część formacji grójeckiej w plioceńskim odcinku profilu stanowi ogniwo mułkowo-torfowe z Wólki Ligęzowskiej. Utwory tego ogniwa występują w dorzeczu środkowej Wisły na południowym Mazowszu (Makowska, 2015; Winter, 2015; tab. 1). Są to osady jeziorne – ily, mułki, torf i gytia. Ogniwo z Wólki Ligęzowskiej reprezentuje najwyższy późny pliocen, obejmuje neogeńskie poziomy pyłkowe XIII i XIV (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Osady tego ogniwa tworzyły się również w najniższym wczesnym plejstocenie, o czym świadczy udokumentowana w otworze wiertniczym w Wólce Ligęzowskiej granica pomiędzy pliocenem a plejstoceniem (Winter, 2015).

1.2.2. Biostratygrafia

Dla stratygrafii utworów neogenu na Niżu Polskim podstawowe znaczenie ma biostratygrafia, szczególnie palinostratygrafia, uwzględniająca zespoły sporowo-pyłkowe zawarte w utworach organicznych i w mniejszym stopniu w mineralnych (Słodkowska, Ziemińska-Tworzydło, 2022; fig. 5). Dla utworów, w których nie występują dobre wskaźniki organiczne, ważną rolę odgrywa klimatostatygrafia. W lokalnie obecnych utworach morskich (zatoka brandenburska w zachodniej części Niżu Polskiego) znaczenie ma również analiza fitoplanktonowa (dinocysty, akritarchy, prazynofity) i mikrofaunistyczna.

Badania palinologiczne w Polsce były prowadzone w osadach należących do wszystkich wydziałów litostratygraficznych neogenu (Grabowska, Słodkowska, 1993). Najpełniejszy profil osadów miocenu pochodzi z obszaru zachodniej Polski, gdzie występują wszystkie główne pokłady węgla brunatnego i przedzielające je utwory międzywęglowe (Słodkowska, Kasiński, 2016; tab. 4). Badania te pozwoliły na odtworzenie sukcesji roślinnej i prześledzenie zmian, jakie zachodziły w zbiorowiskach roślinnych tego okresu pod wpływem zmiennych warunków paleogeograficznych i klimatycznych.

We wczesnym i środkowym miocenie na obszarze Niżu Polskiego panował ciepły i wilgotny klimat, sprzyjający rozwojowi rozległych bagnisk i akumulacji dużej ilości materii fitogenicznej. W tym czasie optymalne warunki dla rozwoju rozległych terenów bagiennych powtórzyły się kilkakrotnie. Miocenijskie pokłady węgla, o dużym znaczeniu ekonomicznym, są ważnymi poziomami korelacyjnymi (pokłady I–IV), powstałymi w czterech cyklach węglotwórczych (Słodkowska, 1998; Kasiński, Słodkowska, 2016). Badania palinologiczne węgla i osadów węglistych poszczególnych pokładów pozwoliły na poznanie składu florystycznego zbiorowisk roślinnych z bagnisk i obszarów przyległych oraz dały możliwość ich biostratygraficznego datowania. Ze względu na podobne warunki sedymentacji osadów torfowych w strefie dystalnej basenu Morza Północnego, do której należał obszar Niżu Polskiego, neogeńskie zbiorowiska torfotwórcze składały się na ogół ze zbliżonych elementów florystycznych (Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 6).

Powszechnym elementem neogeńskiego krajobrazu Polski niżowej były lasy bagiennie. Bagna były opanowane głównie przez rośliny szpilikowe z rodzajów wyżłob (dziś występujący jedynie we wschodniej Azji) i cypryśnik (obecnie spotykany tylko w Ameryce Północnej), którym towarzyszyły drzewa liściaste, takie jak błotnia i olcha. W podszycie tego lasu występowały mchy torfowe oraz paprocie. Zdarzały się też brzozy, derenie, woskownice, jesiony, wierzyby, topole. Elementami ciepłomiarkowanymi były ostrokrzewy, figowce, ambrowce, a także przedstawiciele lipowatych i laurowatych. Pozostałe zbiorowiska torfotwórcze to suwar (oczeret), w którym występowały: jeżogłówka, pałka, turzyca, grzybień, rdestnica, łączeń, trzcina, grązel, paprocie wodne, kotewka orzech wodny i trawy. Ważnym elementem neogeńskich torfowisk były zarośla krzewiaste zawierające: orszelinowate, zwichrotowate, woskownicowate, wrzosowate i wierzbowate. Poza mokradłami rosły bardzo różnicowane lasy mieszane, zimozielone i zrzucające liście, zdominowane przez rośliny o wysokich wymaganiach klimatycznych, np. aralie, magnolie, orzeszniki, tulipanowce, ambrowce, korkowce, sekwoje, sońnice, kryptomerie, miłorzęby, figowce oraz liany i paprocie. Te rośliny były podobne do rosnących dziś w klimacie ciepłomiarkowanym i wilgotnym subtropikalnym. Skład i wzajemne proporcje roślin tych lasów rejestrowały zmiany klimatyczne, głównie wahania temperatury i wilgotności.

Różnice w składzie zespołów pyłkowych w kolejnych pokładach węglowych były wynikiem zmieniającego się udziału gatunków w zbiorowiskach roślinnych poza torfowiskami, głównie w mezofilnym lesie mieszanym. Znaczenie diagnostyczne ma różnicowanie gatunkowe pyłku roślin owadopylnych, zwłaszcza wysoko ciepłolubnych. W młodszych pokładach udział przedstawicieli flory wysoko ciepłolubnej stopniowo maleje na korzyść roślin klimatu umiarkowanego, panujących pod koniec neogenu. Jednak podczas całego okresu sedymentacji węglotwórczej temperatura i wilgotność były wystarczające do rozwoju bujnej roślinności torfotwórczej. Różnice w składzie roślinności nastąpiły głównie w zbiorowiskach roślinnych poza torfowiskami. To właśnie rośliny spoza torfowiska są określane jako element klimatyczny (Dyjur, Sadowska, 1977; Kasiński i in., 2010; Kasiński, Słodkowska, 2016; Słodkowska, Wiedera, 2021, 2022), gdyż pozwoliły na rozróżnienie stratygraficzne pokładów węgla brunatnego (Słodkowska, 1998). W kolejnych pokładach – w związku z postępującym ku schyłkowi miocenu ochładzaniem klimatu – roślinność bardziej ciepłolubna była stopniowo zastępowana roślinnością o niższych wymaganiach termicznych, np. w zbiorowisku lasu bagiennego błotnia została wyparta przez olchę.

1.2.3. Chronostratygrafia

Z osadów neogenu Niżu jest niewiele datowań wieku bezwzględnie (pomiarów radiometrycznych). Datowano cyrkony występujące w skałizowanych warstwach tufitów (tonstein, paratonstein), w obrębie węgla brunatnego złoża Bełchatów na ok. 17 mln lat (Burchart i in., 1988; zob też: Szyńkiewicz, 2000). Przypisano im związek z erupcjami wulkanicznymi zachodzącymi w tym czasie na obszarze Karpat wewnętrznych (Matl, Wagner, 1986).

1.2.4. Klimatostatygrafia

Klimatostatygrafia ma istotne znaczenie dla rozpozniowania niemych faunistycznie utworów lądowych neogenu. Wyróżnia się cykle klimatyczne (poziomy i fazy klimatyczne), które stanowią uzupełnienie metod litostratygraficznych. Polska to obszar modelowy do prześledzenia zmian klimatu we wczesnym i środkowym miocenie półkuli północnej. Klimat w miocenie podlegał oscylacyjnym zmianom, które najlepiej rejestruje kopalna roślinność. Znanych jest wiele stanowisk roślinności kopalnej tego wieku (np. Grabowska, Słodkowska, 1993; Wazyńska, 1998).

Z opracowanych danych paleoflorystycznych wynika, że w porównaniu z paleogenem, w neogenie wahania klimatyczne miały stosunkowo niewielką skalę. W środkowej Europie był to okres o wilgotnym ciepłomiarkowanym klimacie, w którym na obszarach niżowych rozwijały się bujne lasy bagiennie z cypryśnikiem, błotnią i wyżłobem, a także tworzyły się rozległe torfowiska (Kasiński i in., 2010; Kasiński, Słodkowska, 2016; Worobiec i in., 2020; Słodkowska, Wiedera, 2021, 2022; Wiedera, 2021; Worobiec i in., 2022a, b). Dopływ ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa (z nad Paratetydy) zapewniał przez długi czas stabilne warunki sprzyjające bujnej wegetacji roślinnej, czyli wysoką temperaturę i stałą, dużą wilgotność powietrza. Z obfitej produkowanej materii fitogenicznej utworzyły się mięsne pokłady węgla brunatnego. Proces rozwoju węglotwórczych bagnisk, rozpoczęty już w oligocenie, największą intensywność osiągnął we wczesnym i środkowym miocenie. Miał wówczas charakter ponadregionalny i dotyczył średnich szerokości geograficznych całej półkuli północnej.

Mimo niewielkich zmian temperatury globalnej akumulacja materii fitogenicznej miała w tym okresie charakter cykliczny, zapisany w postaci kolejnych epizodów węglotwórczych na obszarze Niżu Europejskiego. W neogenie można wyróżnić cztery takie epizody (Kasiński, 2010; Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 2), z którymi związane są kolejne główne (IV, III, II i I – od najstarszego do najmłodszego) pokłady węgla brunatnego na Niżu Polskim (Słodkowska, 1998). W neogenie obserwuje się kilka globalnych zdarzeń klimatycznych spowodowanych przyczynami o charakterze geotektonicznym i orbitalnym.

Ważnym wydarzeniem było środkowomiocenijskie optimum klimatyczne (MMCO – *Mid-Miocene Climatic Optimum*), które na półkuli północnej przypada na 17–15 mln lat temu (Foster i in., 2012; Goldner i in., 2013). Za jego globalną przyczynę uważa się wzrost poziomu CO₂ w atmosferze spowodowany częściowym ustąpieniem lądolodu antarktycznego, co skutkowało podniesieniem się temperatury. Po optimum klimatycznym miocenu rozpoczyna się kolejny okres stopniowo postępującego ochłodzenia (MMCT – *Middle Miocene Climatic Transition*), które przypada na 15,0–13,8 mln lat temu. Spektra palinologiczne kolejnych pokładów węgla miocenijskiego wskazują na ubożenie zbiorowisk roślinnych w elementy ciepłolubne. Dowodzi to, że klimat stopniowo stawał się coraz chłodniejszy i mniej wilgotny, co nie sprzyjało tworzeniu się bagnisk węglotwórczych (Słodkowska, 1998; Słodkowska, Wiedera, 2021). Należy też wskazać na globalne miocenijskie tlenowe zdarzenie izotopowe Mi-3b (13,82 mln lat temu; Abels i in., 2005), które było spowodowane rozrostem pokrywy lądolodu wschodniej Antarktydy.

Ponadto intensywne wypiętrzanie orogenu alpejsko-karpackiego (ok. 13,8–12,6 mln lat temu) i zamknięcie niektórych bram oceanicznych zablokowało cyrkulację ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa na północ Europy. Dlatego klimat od późnego środkowego miocenu uległ znacznemu ochłodzeniu (Jiménez-Moreno, Suc, 2007; Ivanov i in., 2011), co zakończyło wielkie cykle sedymentacji węglowej (zdarzenie MMCT). Ostatni duży cykl węglotwórczy na Niżu Polskim miał miejsce w środkowej i górnej części miocenu środkowego – odpowiednio pokłady I i IA węgla brunatnego.

Kolejnym ważnym wydarzeniem u schyłku miocenu, wywołanym po części przez czynniki tektoniczne, a po części przez klimatyczne, był kryzys messyński – 5,96–5,33 mln lat temu (Fauquette i in., 2006). W gorącym i suchym klimacie, przy przewadze parowania nad dostawą wód rzecznych i opadami, rozpoczęło się wysychanie Morza

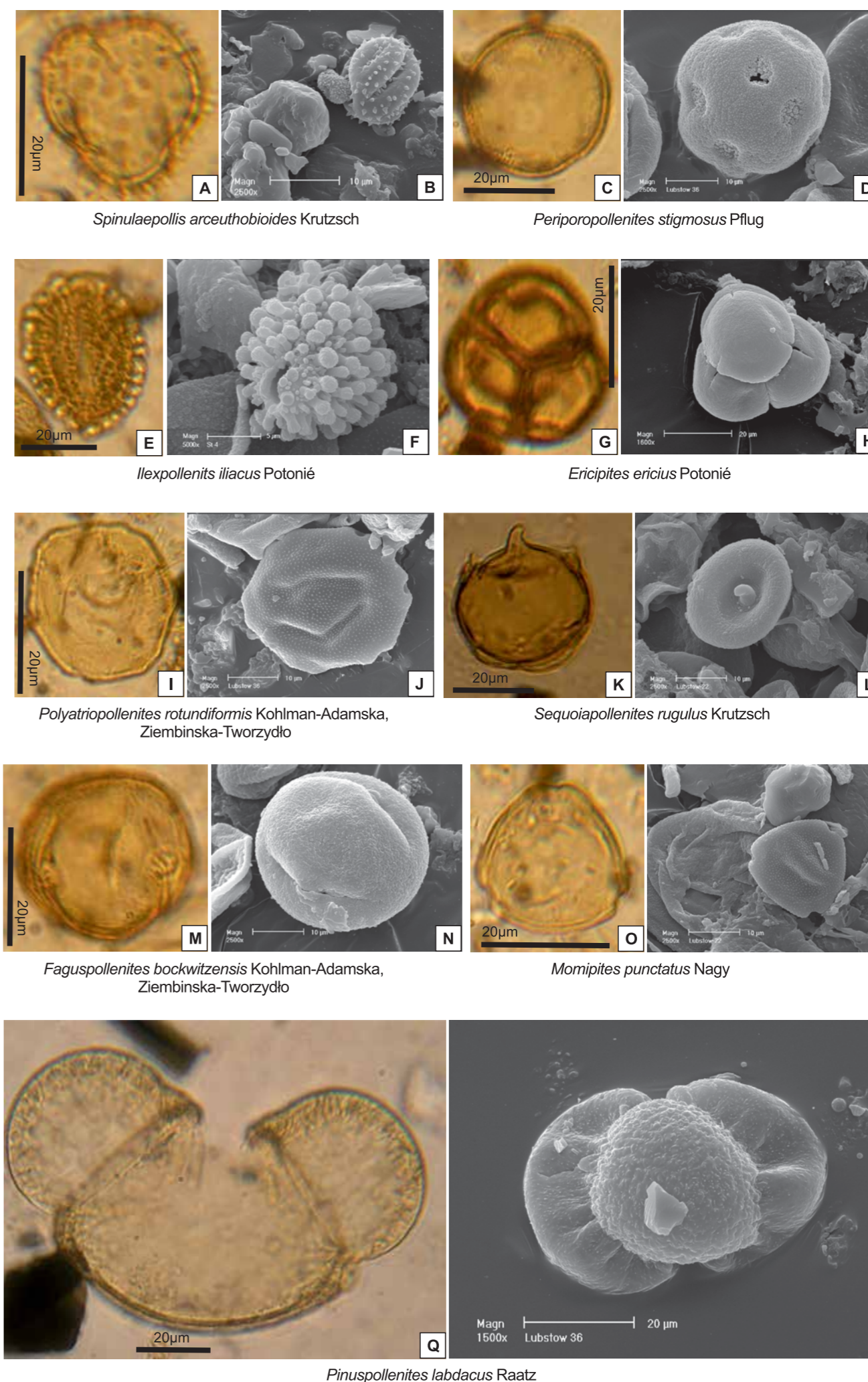
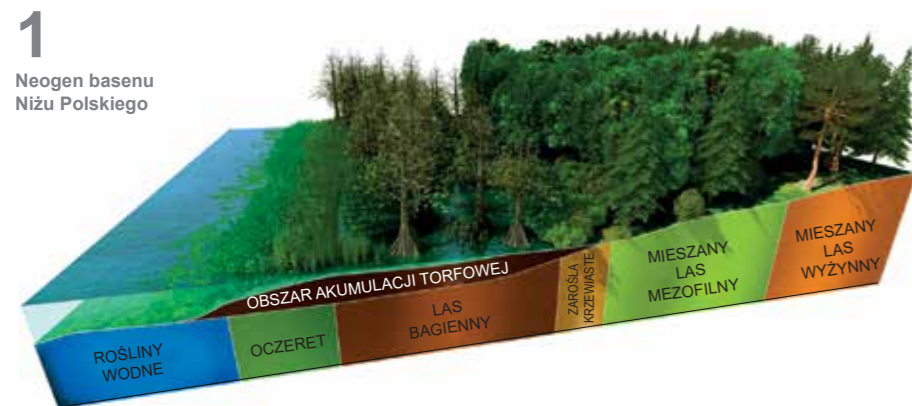


FIG. 5. Ziarna pyłku z osadów neogenu: A, C, E, G, I, K, M, O, Q – zdjęcia z mikroskopu świetlnego, fot. B. Słodkowska; B, D, F, H, J, L, N, P, R – zdjęcia z mikroskopu skaningowego, fot. M. Ziemińska-Tworzydło (Słodkowska, Ziemińska-Tworzydło, 2022)



1 Neogen basenu Niżu Polskiego

FIG. 6. Strefowa zmienność roślinności torfotwórczej na torfowiskach w paleogene i neogene (Kasiński, Słodkowska, 2016)

Śródziennego (Krijgsman i in., 1999). Echem kryzysu messyńskiego na obszarze Polski mogą być polewy pustynne w utworach górnego miocenu na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu (Maruszczak, 2001). Postępujące zmiany klimatyczne zarejestrowano we florze późnego miocenu i pliocenu. Te zmiany doprowadziły do rozrzedzenia pokrywy leśnej i pojawienia się zbiorowisk bezdrzewnych typu stepy, sawanny, prerie itp. Miejsce roślinności leśnej zajęły trawy, co jest przypuszczalnie związane z arydizacją klimatu w pliocenie (Osborne, 2008). Takie zjawisko obserwowano m.in. w północnej Polsce w okolicach Łęborka (Kramarska i in., 2015).

1.2.5. Stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia

Ze względu na absolutną dominację osadów lądowych w neogene Niżu Polskiego, stratygrafia sekwencji nie znalazła zastosowania. Jedynie do skrajnie zachodniej części tego obszaru można odnieść obraz stratygrafii sekwencyjnej opracowanej dla osadów zatok brandenburskiej basenu Morza Północnego. Sekwencje te można korelować z cyklami sedymentacyjnymi w osadach lądowych w zachodniej części Niżu Polskiego (Kasiński, Słodkowska, 2017; fig. 7).

1.2.6. Chemostratygrafia, badania izotopowe

Badania chemostratygraficzne były prowadzone jedynie na obszarze środkowej Polski w osadach środkowego miocenu. W profilu pionowym można wydzielić trzy człony litologiczne związane z nieco odmiennymi środowiskami depozycji (Gąsiewicz, 2002). Część dolna odznacza się niewielką różnorodnością związków chemicznych i niższą ich koncentracją oraz względnie wysoką zawartością materii organicznej. Sugeruje to depozycję w warunkach limnotematycznych. Część środkowa, wybitnie siliklastyczna, wyróżnia się znacznymi wahaniami składu chemicznego. Odzwierciedlają one środowisko niestabilne o dużych, okresowych zmianach chemizmu. W części górnej profilu dominuje ponownie tendencja do stopniowego spadku koncentracji składników chemicznych, wskazująca na schyłek sedymentacji klastycznej. Wyróżnione

na podstawie cech geochemicznych człony osadowe stanowią odzwierciedlenie sukcesji następujących po sobie kolejnych środowisk depozycji. Na wspomniany podział nakłada się w obrębie profilu wyższego neogenu (szczególnie w jego środkowej części) ogólna dwudzielność geochemiczna. Nie pokrywa się ona z wyróżnionymi członami osadowymi oraz nie znajduje też odzwierciedlenia w dwudzielności litologicznej całej serii osadowej (Kasiński i in., 2002).

Osady neogenu na Niżu Polskim mają genezę lądową, zatem badania izotopowe kopalnych organizmów morskich nie znajdują w nich zastosowania. Zestawione na skali czasu krzywe i ich ekstrema wyraźnie wskazują epizody związane ze zmianami klimatycznymi (Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 8). Z tą skalą można korelować zmiany klimatyczne zarejestrowane w osadach lądowych.

1.2.7. Magnetostratygrafia

W osadach neogeńskich Niżu Polskiego nie prowadzono badań magnetostratygraficznych.

1.3. HISTORIA SEDYMENTACJI NEOGENU NA NIŻU POLSKIM

Z nastaniem miocenu na obszarze Niżu Polskiego zanikła sedymentacja morska, co było wynikiem połączenia aktywności tektonicznej i wywołanego przez nią eustatycznego spadku poziomu morza przez wzrost objętości polarnych czap lodowych (Knox i in., 2010; fig. 9). We wschodniej części basenu rozwinęły się rozległe systemy rzeczne, których os stanowiła wielka rzeka bałtycka, odwadniająca wraz z dopływami rozległy obszar Fennoskandii, a także północną część Niżu Polskiego. Rzeka bałtycka miała początkowo charakter niskoenergetyczny, a wśród jej osadów dominowały utwory klastyczne drobniejszych frakcji, tj. ropy i namuły organiczne (Gibbard, Lewin, 2016). Początek miocenu jest zaznaczony luką stratygraficzną wzdłuż znacznej części południowego i wschodniego brzegu basenu Morza Północnego. Sedymentacja była bardziej ciągła w głębszych częściach basenu (fig. 9). Na obszarze Niżu Polskiego, w jego części zachodniej (Dolny Śląsk, Ziemia Lubuska, SW Wielkopolska), niezgodność pomiędzy osadami oligocenu i miocenu jest mniej wyraźna.

W górnej części środkowego miocenu, w związku z postępującym wypiętrzeniem Fennoskandii i zmniejszeniem wilgotności klimatu, nastąpił znaczny wzrost obciążenia systemu rzecznoego materiałem terygenicznym o grubszej frakcji (Knox i in., 2010; fig. 10). Stanowi to czytelny zapis wzrostu energii środowiska (Overeem i in., 2001). Już Krause (1933) uważał, że „osady piaszczyste z ławicami żwiru, spotykane lokalnie na Pomorzu i w Prusach, zostały utworzone przez rzeki płynące ze Skandynawii do basenu łów poznańskich”. Piaszki bogate w amfibol i epidot, które zostały zdeponowane w NW części Polski z początkiem oligocenu, w miocenie rozprzestrzeniły się znacznie dalej na zachód (Vinken, 1988). Wskazuje to, że wielka rzeka bałtycka płynęła w kierunku zachodnim wzdłuż współczesnego południowego Bałtyku (Bijlsma, 1981; Overeem i in., 2001).

Na przeważającym obszarze Niżu Polskiego w neogene, w warunkach rozległej równi aluwialnej, dominowała sedymentacja rzeczna – facje korytowe oraz równi zalewowej (pozakorytowe). Obficie zachodziła też sedymentacja fitogeniczna, do której przyczynił się rozwinęty system rzeczny południowych dopływów wielkiej rzeki bałtyckiej w późnym neogene (Badura, Przybylski, 2004; fig. 11).

Sedymentacja na obszarze Niżu Polskiego miała charakter cykliczny, zapisany w postaci kolejnych epizodów węglotwórczych (Kasiński, Słodkowska, 2016). Akumulacja materii fitogenicznej w miocenie doprowadziła do utworzenia się miąższych pokładów węgla brunatnego, powstałych w czterech cyklach sedymentacyjnych o dużej skali (Kasiński, 2010; Słodkowska, Kasiński, 2016). W dolnej części każdego cyklu osadzały się osady detrytyczne o nieco grubszej frakcji, wyżej wielkość ziarna malała, a każdy cykl jest zwieńczony pokładem węgla brunatnego (Krzewiec i in., 2001; fig. 12). Są to kolejno, liczone od dołu: IV pokład dąbrowski, III pokład ścinawski, II pokład łużycki i I pokład (środkowopolski) koniński (Piwocki, 1992, 1998; fig. 13). Sprzyjający klimat był niezbędnym, ale nie jedynym warunkiem aktywności procesów węglotwórczych. Nie mniej istotne było zapewnienie odpowiedniej przestrzeni depozycyjnej, bowiem akumulacja znaczniejszych ilości materii fitogenicznej *in situ* wymagała zachowania równowagi dynamicznej pomiędzy przyrostem masy węglotwórczej a subsydencją powierzchni depozycyjnej (Bouroz, 1960; Kasiński, 2000).

W późnym miocenie os wielkiej rzeki bałtyckiej i związane z nią trakty fluwialne przesunęły się bardziej ku północy. Natomiast na obszarze Niżu Polskiego dominowała niskoenergetyczna sedymentacja na rozległych obszarach płaskiej równi aluwialnej, poprzecinanej licznymi, chociaż niewielkimi ciekami płynącymi ku północy. Stopniowe ochłodzenie i osuszenie klimatu spowodowało postępujący zanik sedymentacji fitogenicznej. Zamiast osadów węglonolnych osadzały się serie osadów drobnoklastycznych znanych jako ropy poznańskie.

W środkowej części środkowego miocenu (późny lang) ważnym zjawiskiem w rozwoju sedymentacji osadów neogenu był zanik facji bagiennych korelowany z globalnym zdarzeniem MMCT. Nastąpił schyłek sedymentacji węgla brunatnego pokładów I konińskiego i IA oczkowskiego. Strop obydwu pokładów odpowiada wydarzeniom „klimaksowym” w rozwoju bagnisk torfotwórczych. W wyższej części profilu neogenu nie rejestruje się już tak miąższych i rozległych pokładów węgla. Ta węglonośna część formacji koźmińskiej została zdefiniowana jako ogniwo konińskie (Kasiński, Słodkowska, 2024; fig. 14).

W późnym środkowym i w późnym miocenie (serrawal, torton, messyn) sedymentacja fitogeniczna stopniowo zanikała. Wśród osadów młodszych dominują facje ilasto-mułkowe należące już do formacji poznańskiej (Kasiński, Słodkowska, 2024; fig. 15).

Postawienie ostrej granicy pomiędzy utworami miocenu a pliocenu jest bardzo trudne, ponieważ brak jest jednoznacznych dowodów biostratygraficznych. Zaznaczają się różnice klimatyczne, zapisane w składzie dominujących w tym czasie zbiorowisk roślinnych. W późnym miocenie panowały lasy liściaste, głównie łęgowe i mieszane, z niewielkim udziałem roślin zielnych. Czasem przy wyższym poziomie wód gruntowych pojawiały się lasy bagiennie z wyraźnym udziałem olchy. Roślinność pliocenu natomiast charakteryzowała się przewagą drzew typowych dla czwartorzędu, z nielicznym udziałem ciepłolubnej flory miocenijskiej i ze sporadyczną obecnością roślin z rodzin Taxodiaceae–Cupressaceae.

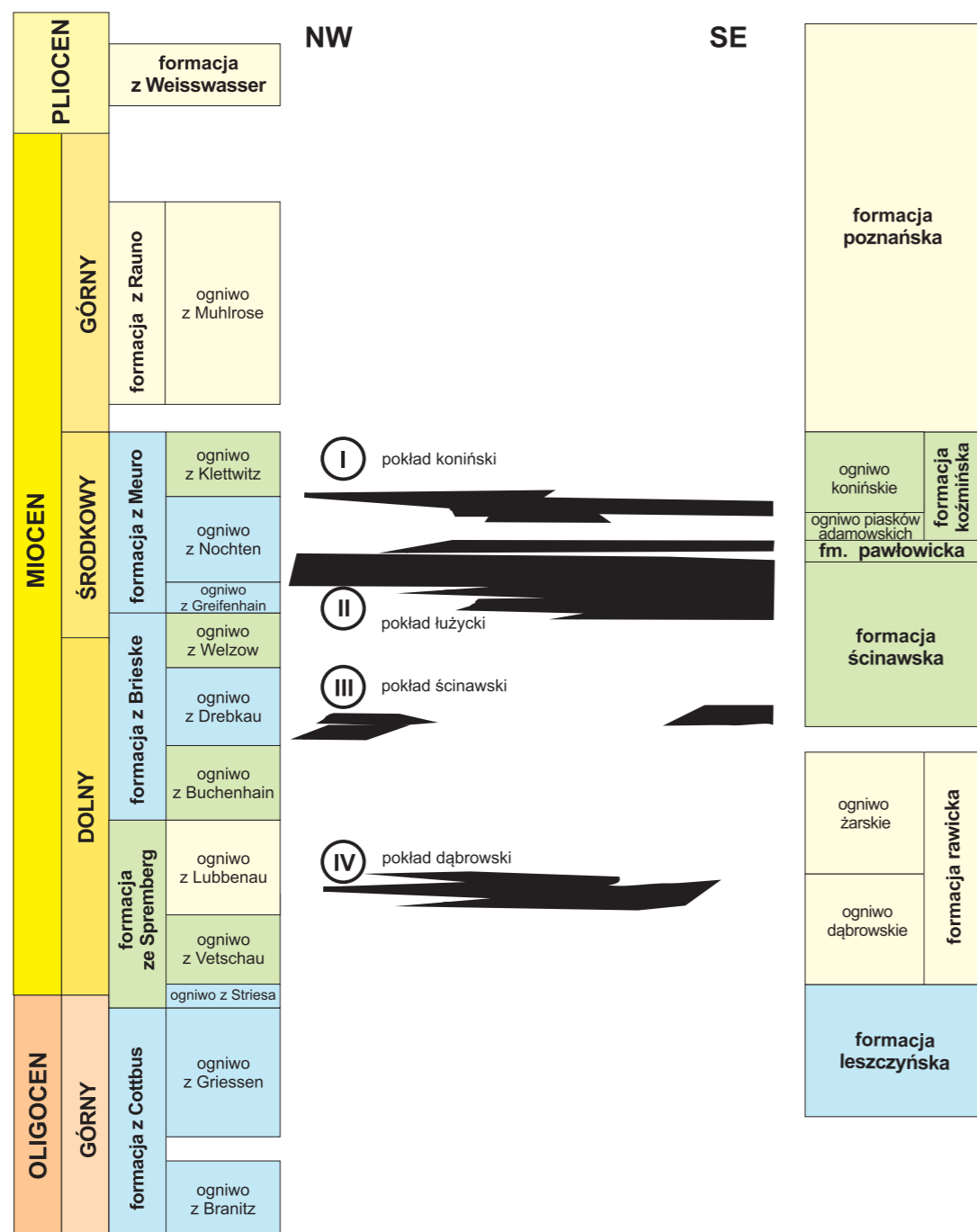


FIG. 7. Sekwencje cykliczne z węglem brunatnym w utworach neogenu na Niżu Polskim. Miocenijskie pokłady węgla brunatnego na Łużycach Dolnych i Ziemi Lubuskiej (I–IV) na tle podziałów litostratygraficznych wschodnich Niemiec i SW Polski (Kasiński, Słodkowska, 2017, zaktualizowane)

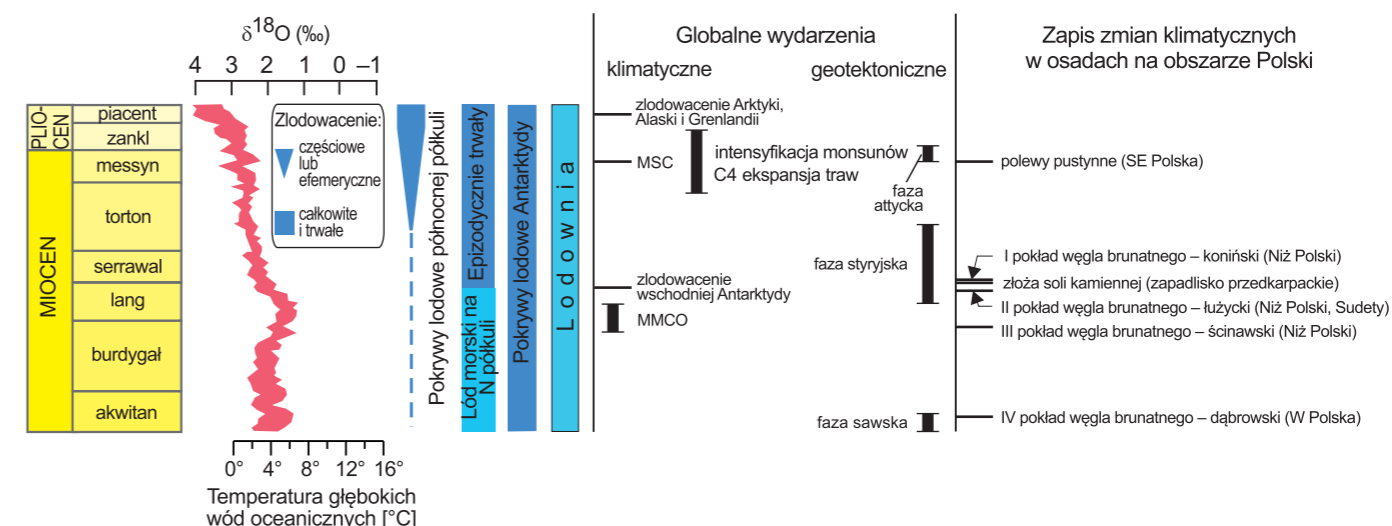


FIG. 8. Globalne zdarzenia magnetostratygraficzne, izotopowe, tektoniczne i klimatyczne w neogene: MMCO – Middle Miocene Climatic Optimum (średnowiocenijskie optimum klimatyczne); MSC – Messinian Salinity Crisis (messyński kryzys salinarny) (wg Kasińskiego, Słodkowskiej, 2016, z literaturą tam cytowaną, zmieniono)

FIG. 9. Rozmieszczenie facji osadów dolnego miocenu w NW i środkowej Europie w późnym akwitanie (wg Knox i in., 2010)

- muły głębokomorskie (górny batiał)
- muły morskie
- piaski płytkomorskie
- utwory paraliczne (brakiczne lub morsko-ładowe)
- utwory ładowe
- morskie utwory węglanowe
- główne kierunki dostawy osadów piaszczystych
- kierunek regresji
- prawdopodobny okresowy dopływ egzotycznej fauny
- prawdopodobny bieg rzeki
- pirenejskie struktury inwersyjne
- centra wulkanizmu

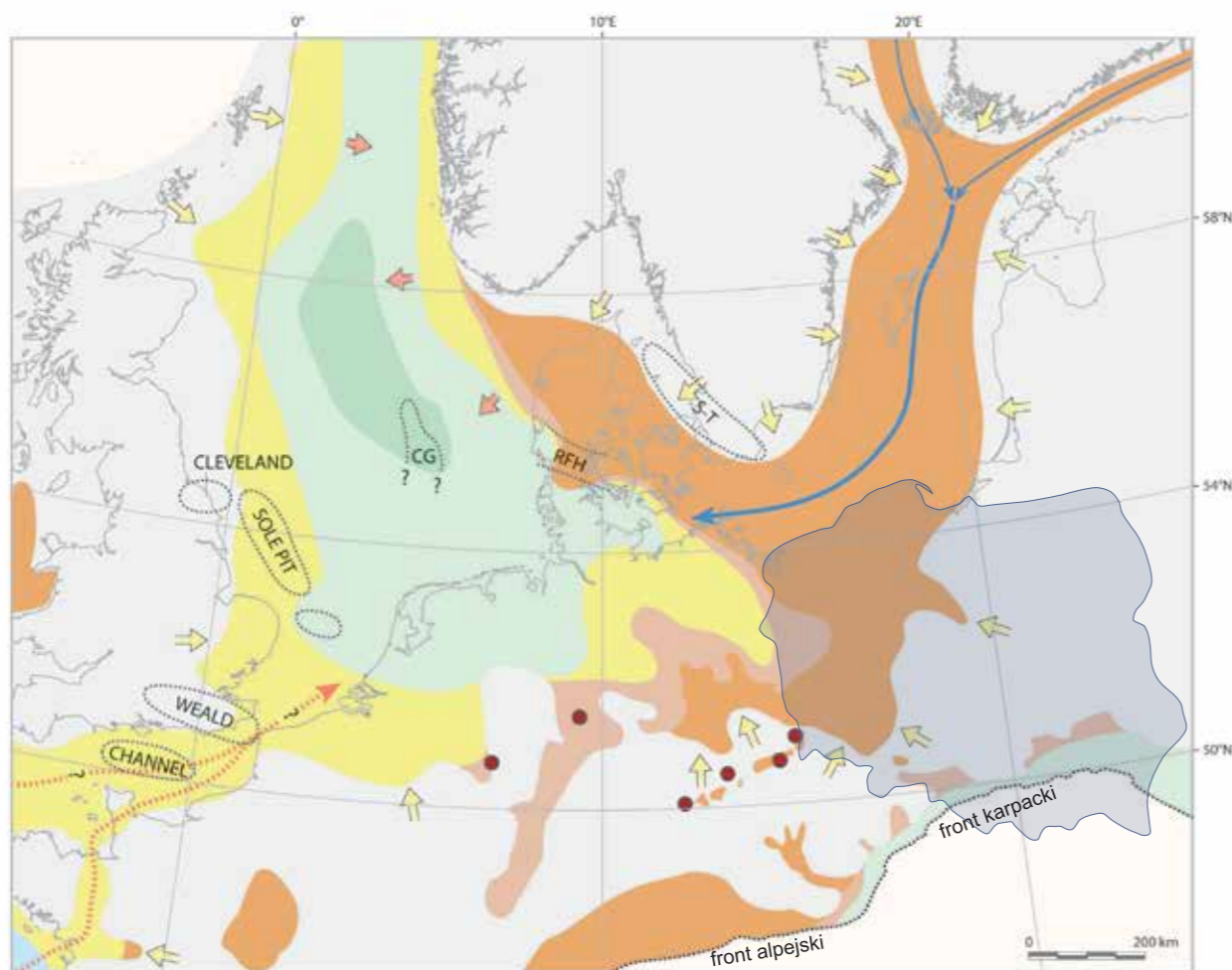
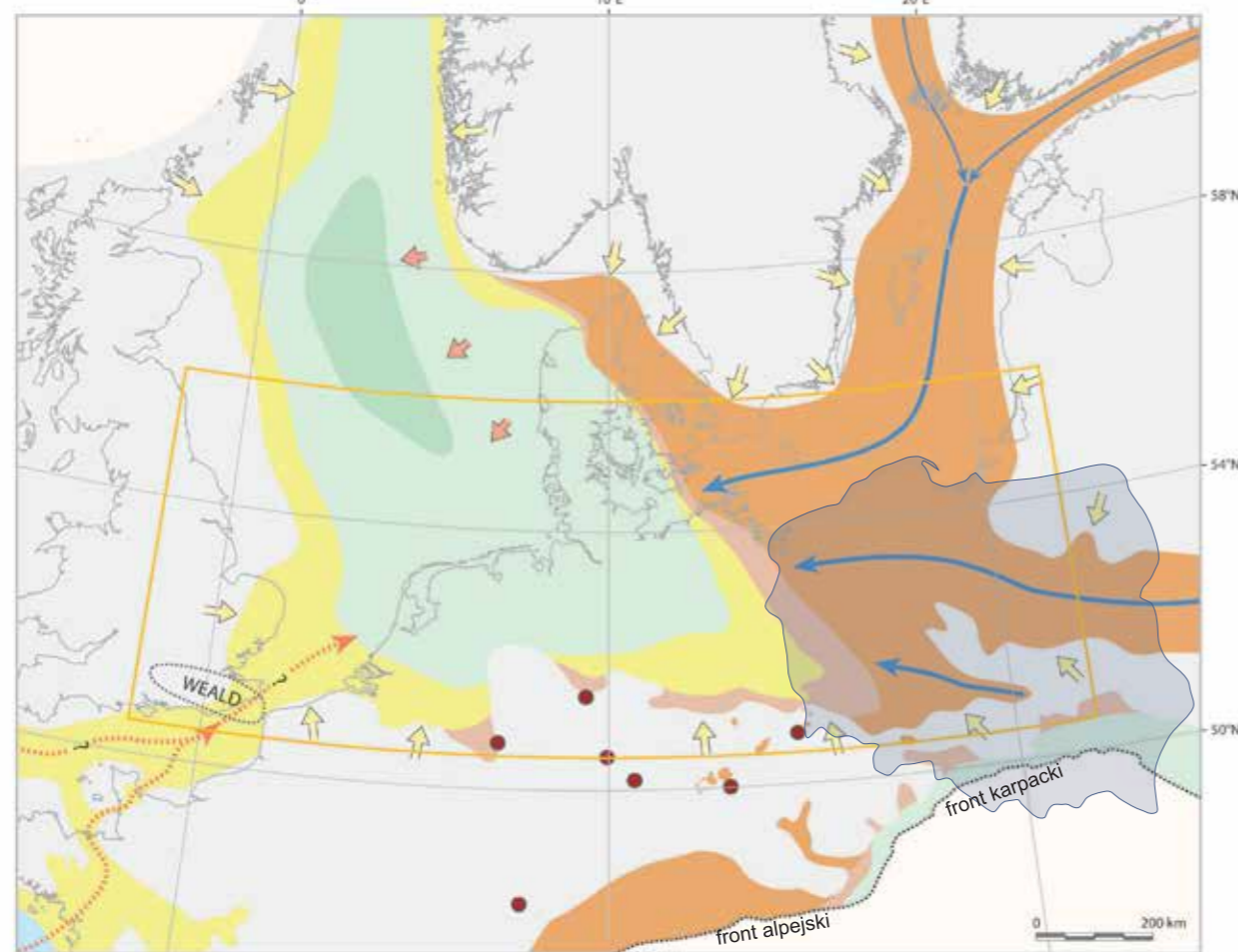


FIG. 10. Rozmieszczenie facji osadów środkowego miocenu w NW i środkowej Europie w późnym langiu (wg Knox i in., 2010)

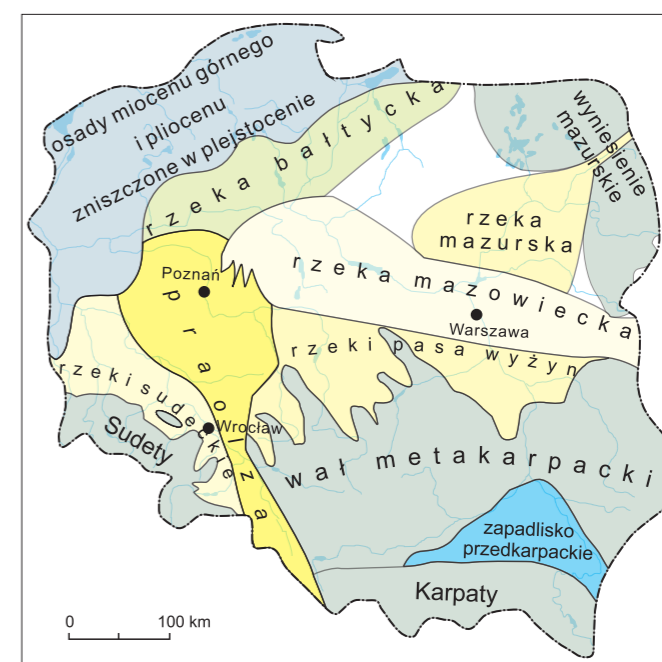
- muły głębokomorskie (górny batiał)
- muły morskie
- piaski płytkomorskie
- utwory paraliczne (brakiczne lub morsko-ładowe)
- utwory ładowe
- morskie utwory węglanowe
- główne kierunki dostawy osadów piaszczystych
- kierunek regresji
- prawdopodobny okresowy dopływ egzotycznej fauny
- prawdopodobny bieg rzeki
- pirenejskie struktury inwersyjne
- centra wulkanizmu



Dominacja taksonów umiarkowanych i coraz liczniejszy udział roślin zielnych miały związek z osuszaniem klimatu i stopniowym zmniejszeniem zbiorowisk roślinnych (Kasiński, Słodkowska, 2024). Zaznaczające się w podłożu osadów pliocenu obniżenia i wyniesienia miały genęzę tektoniczną, a starsze uskoki miały również wpływ na rozwój współczesnej sieci rzecznej (Makowska, 2015).

W najwyższej części neogenu (w pliocenie), w związku z ruchami wznoszącymi górotworu alpejsko-karpackiego i wyraźnie większą dynamiką wód, zaczął panować inny reżim sedimentacyjny (Knox i in., 2010; fig. 16). Zanikła wtedy sedimentacja ilasta, a dominowały facje klastyczne o grubszym ziarnie, należące już do formacji grójeckiej (Kasiński, Słodkowska, 2024; fig. 17). Formacja ta w SW części Niżu Polskiego rozpoczyna się w najwyższym górnym miocenie, na pozostałym obszarze Niżu dominuje w pliocenie, a jej strop sięga plejstocenu środkowego. Na obszarze przedgórze Sudetów osady gruboklastyczne reprezentują fację stożków napływowych i wykazują znaczną zmienność facjalną. Na pozostałym obszarze Niżu Polskiego dominującymi osadami są utwory rzeczne powstające w środowiskach o różnej dynamice. Ten typ sedimentacji panował przez przeszło 4 mln lat do starszego, przedglacialnego czwartorzędu (plejstocen środkowy), czyli do pojawienia się pierwszych lodolodów na Niżu Polskim. Ze względu na specyfikę osadów rzecznych zapis kopalny z tego okresu jest niepełny.

W tym miejscu należy wspomnieć o spotykanym w literaturze terminie „preglacial”, którym określono osady rzeczno-jeziorno-rozlewiskowe tworzące się od pliocenu do glacialnego plejstocenu. Ten termin do literatury wprowadzono przed blisko stu laty (Samsonowicz i in., 1927), a jest to określenie niezbyt fortunne i niejednoznaczne. Są to utwory klastyczne, które spoczywają na górnomiocenijskich osadach ilastych. Nie odnotowano w nich występowania szczątków zwierzęcych, brak jest również litologicznych poziomów korelacyjnych. Podstawę biokorelacji osadów preglacialnych stanowi analiza palinologiczna. Wyjątkowo dobrą dokumentację z tego zakresu wiekowego ma obszar południowego Mazowsza (okolice Grójca), gdzie opisano bogate sekwencje

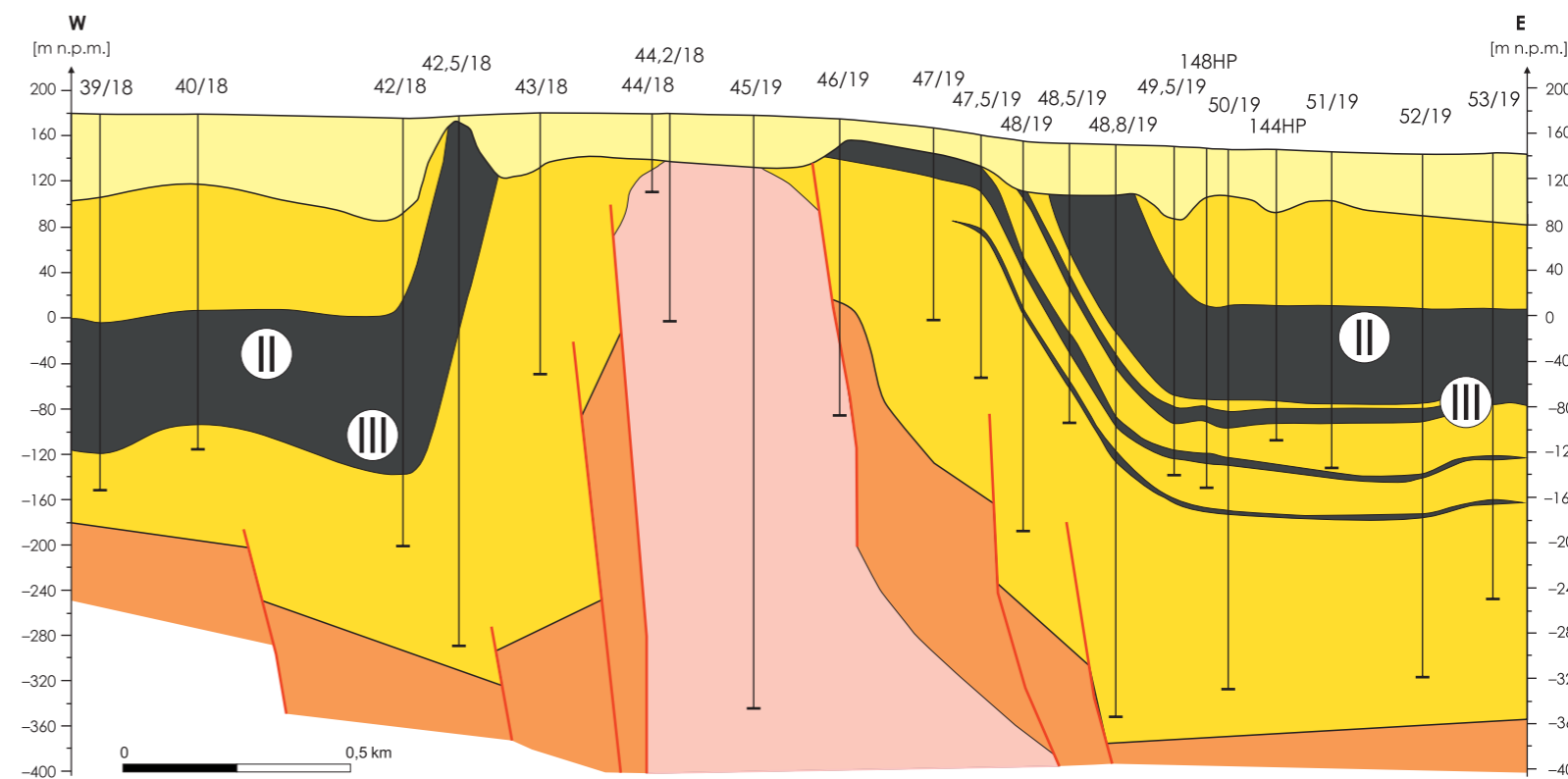


1 Neogen basenu Niżu Polskiego

FIG. 11. Późnoneogeńska sieć rzeczna odwadniająca obszar Niżu Polskiego do wielkiej rzeki bałtyckiej (wg Badury, Przybylskiego, 2004)

pyłkowe (Winter, 2015; Bujak i in., 2016). Ponadto florę pliocenijską udokumentowano w SW (Stachurska i in., 1973; Jahn i in., 1984; Sadowska, 1987, 1992; Badura i in., 2006a) i południowej Polsce (Stuchlik, 1987; Birkenmajer, Worobiec, 2013; Worobiec, Birkenmajer, 2014).

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ ŻŁOŻE BĘŁCHATÓW I-I' (W-E)
źródło: Hałuszczak, 2004



- węgiel brunatny
- czwartorzęd
- neogen
- paleogen
- cechsztyń – wysad solny Dębina
- granica wydzielenia
- uskoki
- otwór wiertniczy
- II pokład łużycki
- III pokład ścinawski

FIG. 12. Seria osadów miocenijskich z miąższem pokładem węgla brunatnego (II pokład łużycki oraz III pokład ścinawski, złożo Bełchatów) wypełniającym rów Kleszczowa (Hałuszczak, 2004; zmienione przez Kasińskiego i in., 2019)

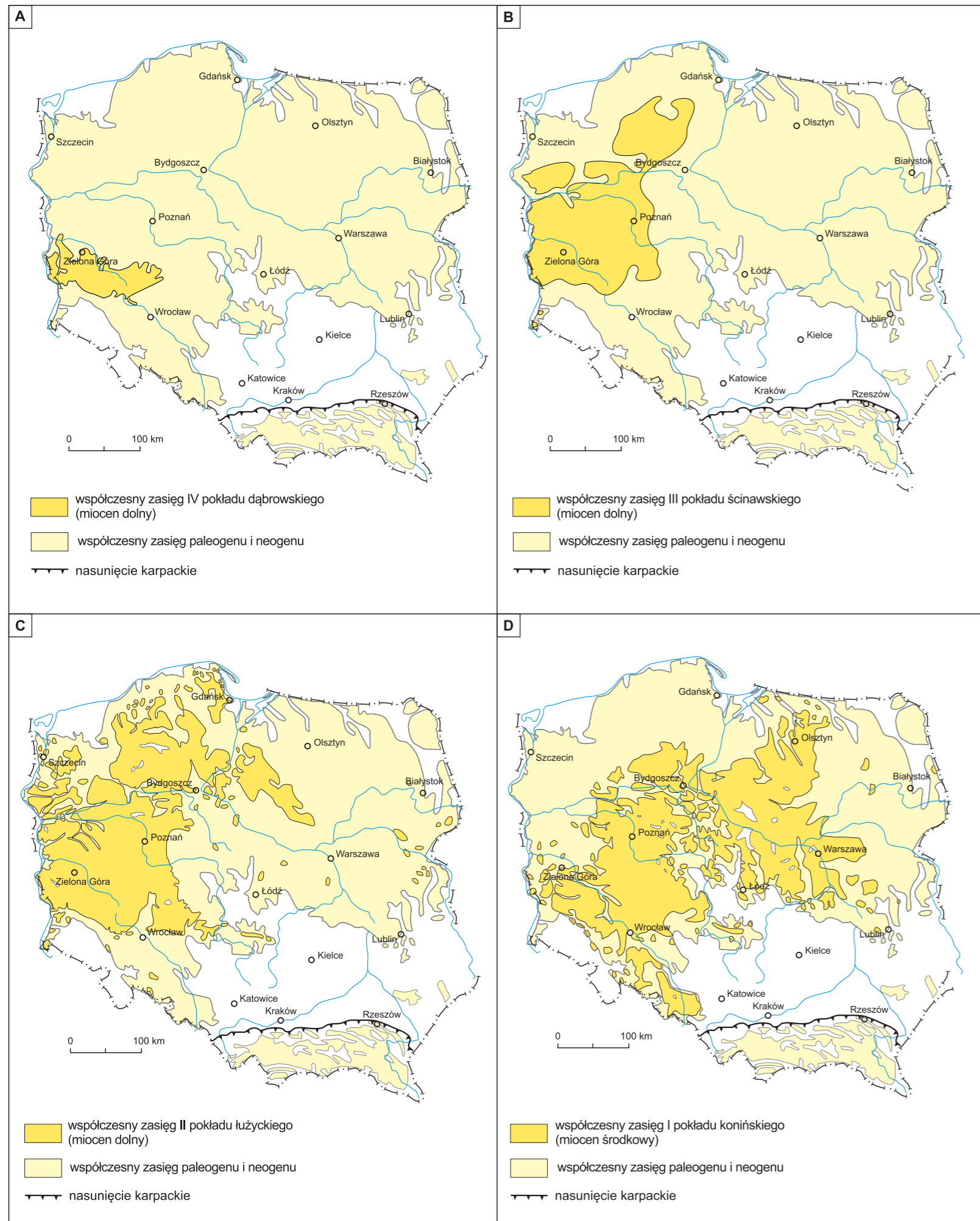


FIG. 13. Mapy zasięgu pokładów węgla brunatnego kończących kolejne miocenijskie cykle sedymentacyjne na Niżu Polskim (Piwocki, 1992, 1998): A – IV pokład dąbrowski, B – III pokład ścinawski, C – II pokład łużycki, D – I pokład koniński (środkowopolski)

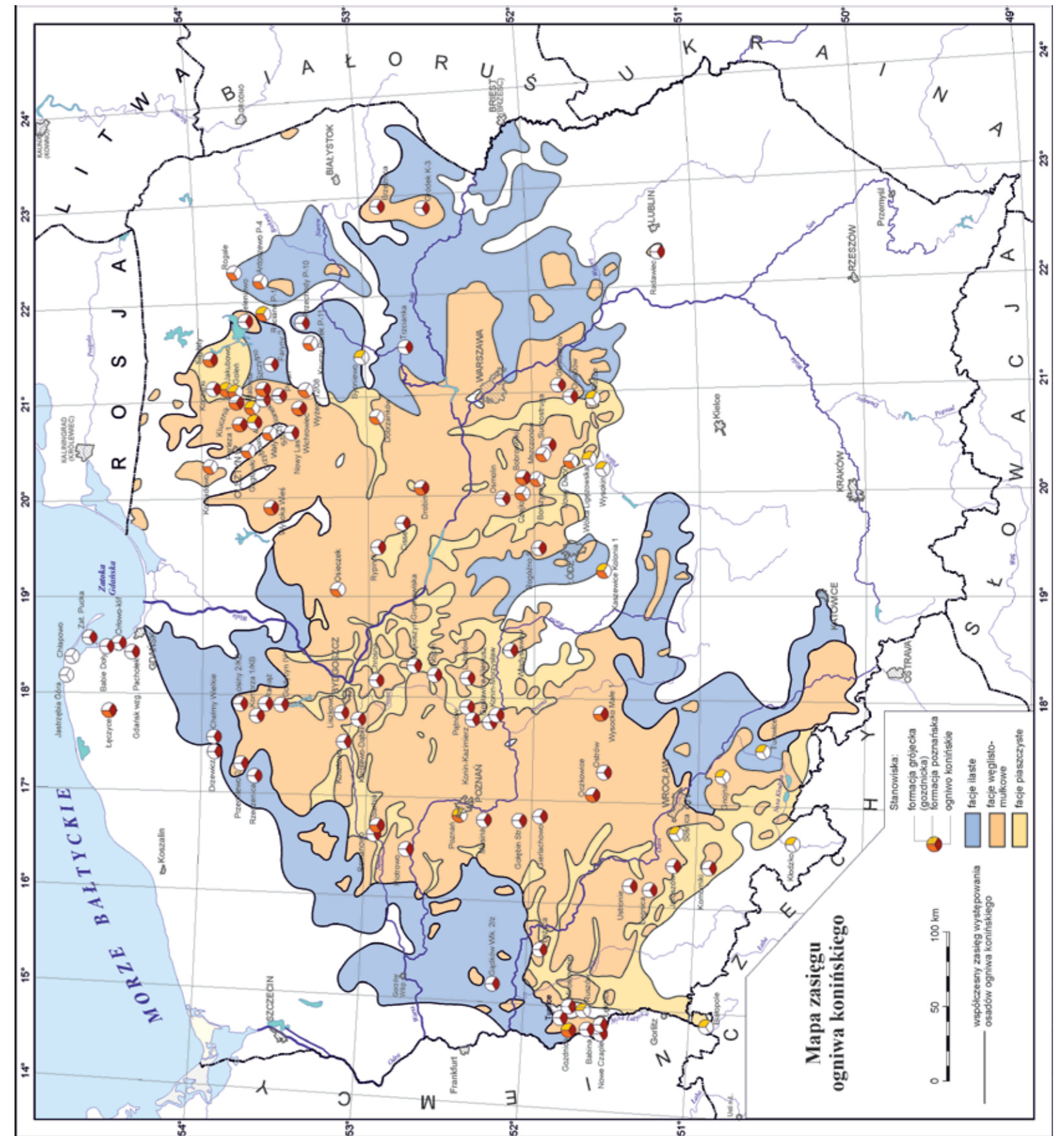


FIG. 14. Rozmieszczenie facji w osadach łądowych środkowego miocenu – formacja kozińska, ognia konińskiego (Kasiński, Stodkowska, 2024)

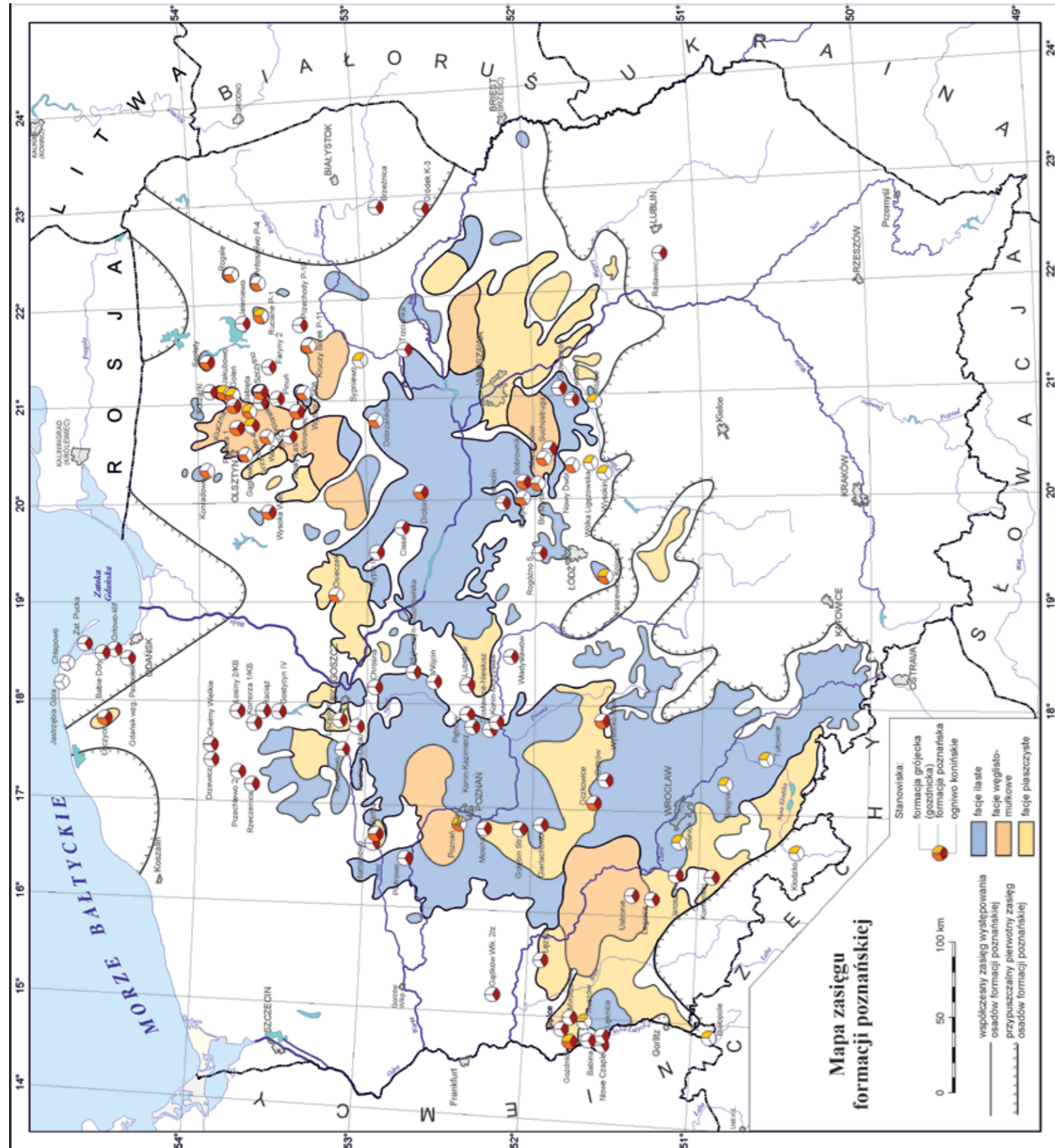
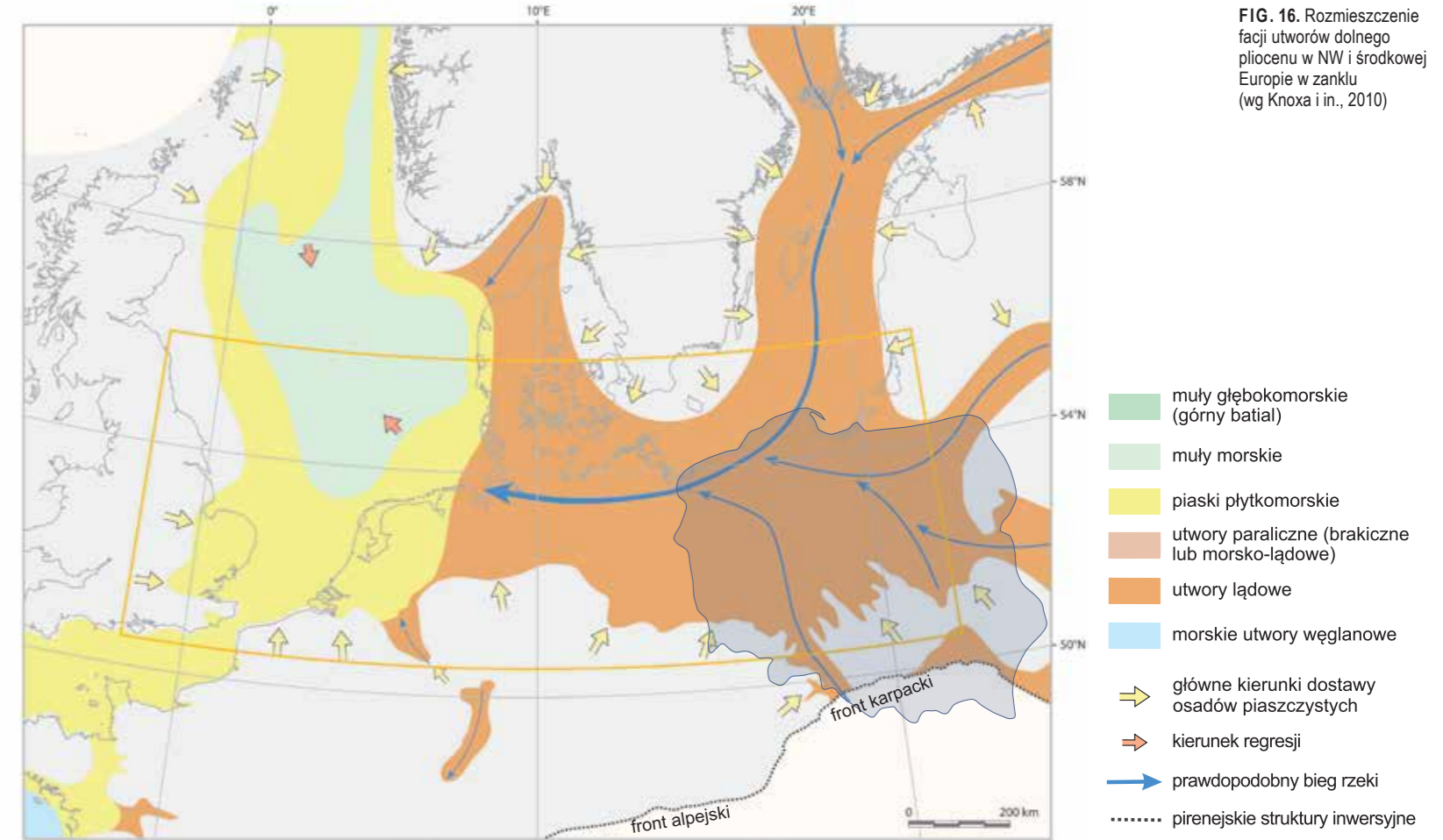


FIG. 15. Rozmieszczenie facji w osadach lądowych górnego miocenu – formacja poznańska (Kasiński, Słodkowska, 2024)



Neogen w zapadlisku przedkarpackim

Marek Jasionowski, Tadeusz M. Peryt

2

2.1. GENEZA BASENU I PALEOGEOGRAFIA

Zapadlisko przedkarpackie (basen przedkarpacki – zob. Narkiewicz i in., 2023) w Polsce jest najbardziej na północ wysuniętą częścią systemu wzajemnie połączonych przed- i śródgórnich basenów, znanych jako Paratetyda. Rozciągały się one od Azji Środkowej na wschodzie aż do Francji (przedpole Alp) na zachodzie (Rögl, Steininger, 1983; Steininger, Wessely, 1999; Popov i in., 2004). Powstanie Paratetydy w oligocenie i jej dalszy rozwój w neogenie było związane z orogenezą alpejską – wypiętrzaniem się takich łańcuchów górskich jak Alpy, Karpaty czy Kaukaz. Paleogeograficznie na wczesnych etapach rozwoju (do końca badenu – zob. fig. 20) zapadlisko przedkarpackie było integralną częścią Paratetydy Środkowej, a w późniejszym okresie (od początku sarmatu s. l.) – Paratetydy Wschodniej (Popov i in., 2004; Studencka, Jasionowski, 2011).

Północna granica zapadliska przedkarpackiego w Polsce jest wyznaczona przez zasięg morskich osadów miocenu na Śląsku, w rejonie Krakowa oraz na obszarze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Rostocza (Ney i in., 1974; fig. 18). Zazwyczaj jest to zasięg o charakterze erozyjnym. Pierwotnie w wielu miejscach osady zapadliska musiały sięgać znacznie dalej ku północy, np. na obszarze tzw. ryglu krakowskiego. Obecnie najdalej na północ położone pojedyncze izolowane płyty tych osadów występują w rejonie Lublina i Chełma na Wyżynie Lubelskiej (fig. 18). Jedynym miejscem, gdzie dochodzi do kontaktu (przejścia) osadów miocennych zapadliska i Niżu Polskiego, jest Opolszczyzna (Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974; Dyjor i in., 1977; Dyjor, 1986; Dyjor, Sadowska, 1986). Granica południowa znajduje się pod nasunięciem Karpat zewnętrznych. Z powodu niedostępności jest trudna do precyzyjnego wyznaczenia, chociaż lokalnie sięga prawdopodobnie pienińskiego pasa skalowego (fig. 18).

Zapadlisko przedkarpackie jest typowym peryferycznym basenem przedgórnym wypełnionym przez osady syn- i postorogeniczne (Oszczypko, 1996, 1997; Krzywiec, 2006; Oszczypko i in., 2006). Powstał on w związku z miocenną ewolucją łuku orogenicznego Karpat zewnętrznych. W następstwie sfałdowania i inwersji Karpat zewnętrznych w środkowym burdygale (ottang) uformowało się aktywne czoło karpackiej pryzmy akrecyjnej, a równocześnie szczątkowy basen fliszowy przekształcił się w basen przedgórski. Subsydencja basenu była uwarunkowana zarówno obciążeniem nasuwającego się ku północy orogenu alpejsko-karpackiego, jak i obciążeniem deponowanymi osadami autochtonicznymi. Czynnikiem wywołującym dodatkową subsydencję tektoniczną była subdukcja płyty północnoeuropejskiej ku południowi (Krzywiec, 2006). Progradacja nasunięć karpackich powodowała migrację depocentrow i pojawianie się coraz młodszych osadów w kierunku północnym i wschodnim (Ney i in., 1974; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Po ostatecznym uformowaniu się brzegu Karpat nastąpił długi, trwający do teraz, okres izostatycznego podnoszenia, spowodowany elastycznym odprężeniem litosfery (Oszczypko, 1996).

W obrębie zapadliska przedkarpackiego wydzieli się dwie strefy (Ney i in., 1974): wewnętrzną (pod płaszczowinami karpackimi oraz przed czołem nasunięcia Karpat fliszowych w pozycji allochtonicznej) i zewnętrzną (na północ od nasunięcia Karpat fliszowych; fig. 19). W zapadlisku zewnętrznym wyodrębniono trzy segmenty (Oszczypko, 1999): zachodni o kierunku SW-NE i szerokości 30–40 km, środkowy (równoleżnikowy), którego szerokość w okolicach Krakowa zwęża się do 5–10 km (tzw. rygiel krakowski) oraz wschodni o kierunku NW-SE i szerokości do 100 km.

Osady zapadliska przedkarpackiego występują w pozycji autochtonicznej przed frontem orogenu karpackiego i pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi, a w pozycji allochtonicznej – niezgodnie na płaszczowinach Karpat fliszowych oraz w obrębie orogenu karpackiego, tworząc jego najbardziej zewnętrzne jednostki tektoniczne (fig. 18, 19).

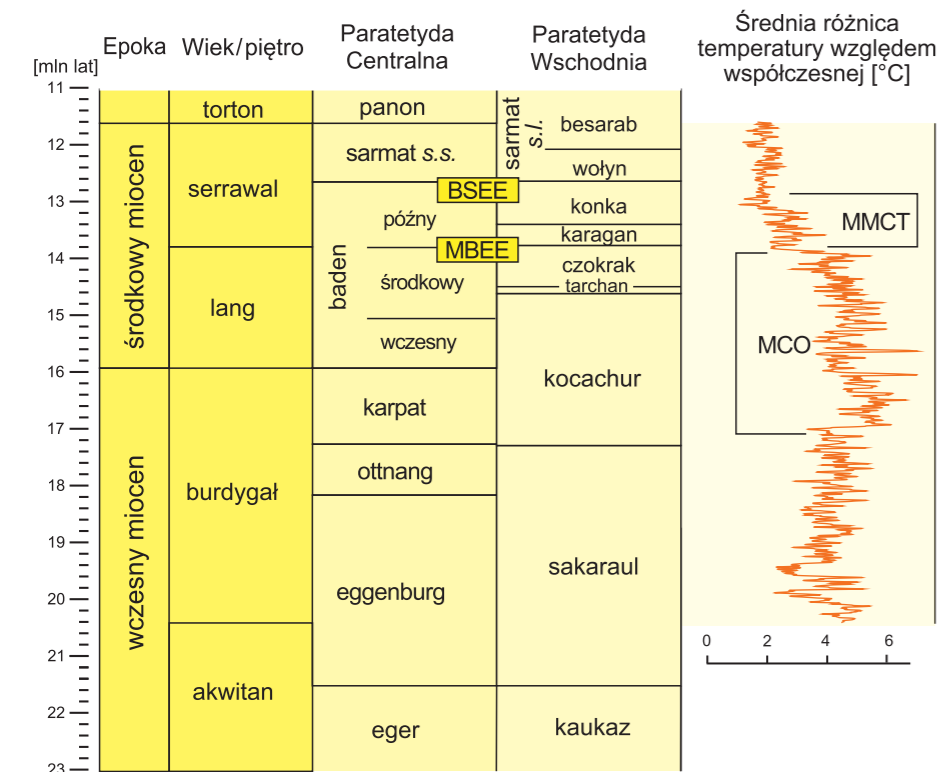


FIG. 20. Korelacja regionalnych pięter wczesnego i środkowego miocenu Paratetydy Środkowej z międzynarodowymi jednostkami stratygraficznymi (wg Harzhauera i in., 2024, zmieniono; krzywa klimatyczna wg Westerholda i in., 2022): BSEE – zdarzenie wymierania na granicy baden/sarmat; MBEE – środkowobadańskie zdarzenie wymierania; MCO – miocenijskie optimum klimatyczne; MMCT – środkowomiocenijskie przejście klimatyczne

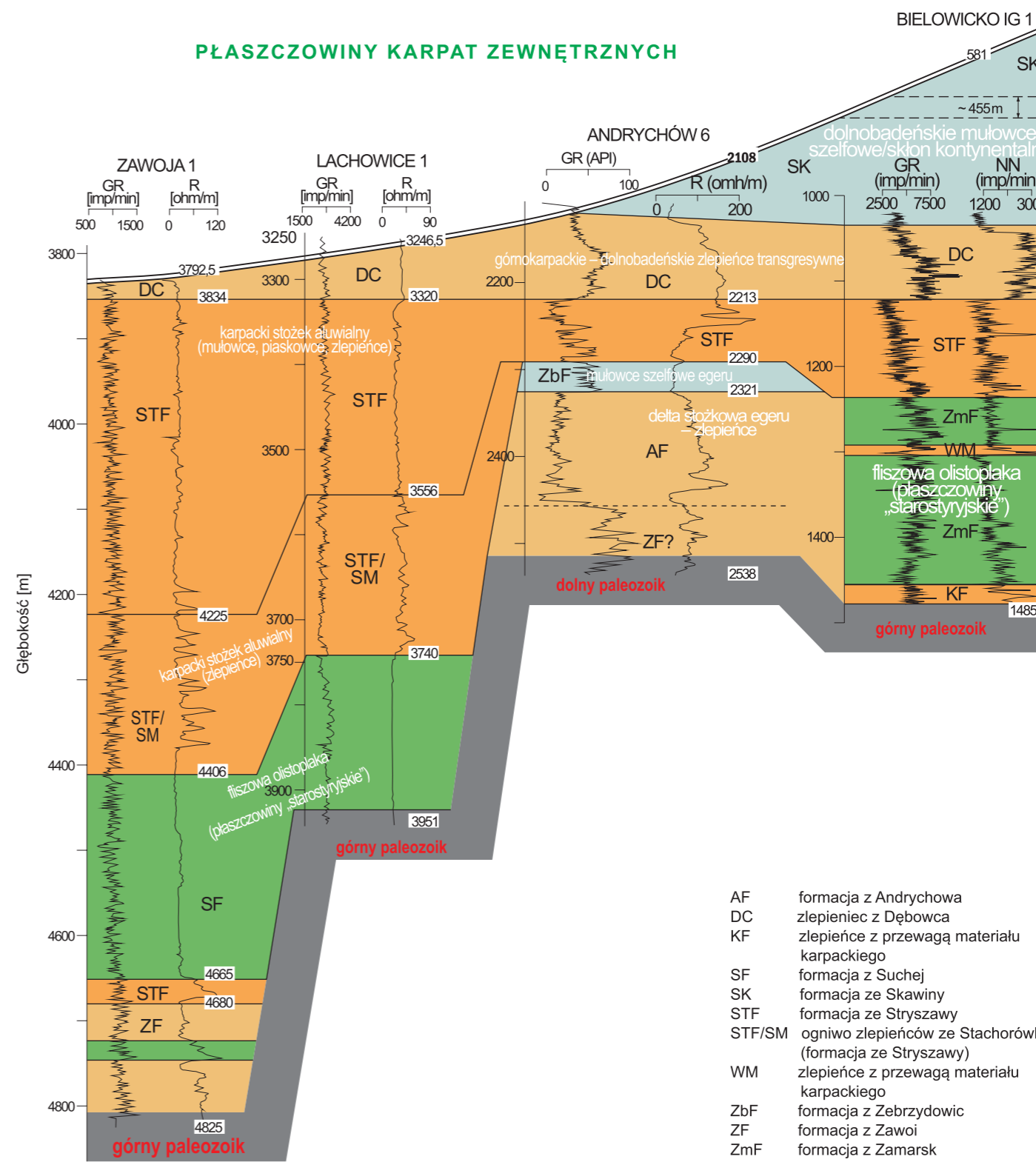
Osady dolnego miocenu stwierdzono także w basenie Woszczyz (GZW), gdzie występuje sekwencja utworów silikoklastycznych, głównie ilowców i mułowców, z rzadkimi, cienkimi przewarstwieniami utworów węglanowych oraz anhydrytów, o miąższości ok. 155 m. Utwory te powstały zarówno w środowiskach lądowych (w tym seria ilowców anhydrytowych – Peryt i in., 2005), jak i morskich. Odrzywolska-Bieńkowska (1986 *vide* Peryt i in., 2005) stwierdziła obecność otworu eggenburgu w brekcji występującej w najniższej części omawianej sekwencji, a także otwornicy wskazujących na karpat w ilowcach górnej części profilu. W dolnej części profilu udokumentowano także późnootnangcki zespół pyłkowy (Peryt i in., 2005).

Osady środkowego miocenu (baden i sarmat) wypełniają przede wszystkim zapadlisko zewnętrzne i w niewielkim tylko stopniu wewnętrzne (tylko dolny baden). Wydzielono w nich wiele formacji (zob. Alexandrowicz i in., 1982; Jasionowski, 1995, 1997; Oszczypko, 1997; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012; fig. 21, 22; tab. 2).

W zachodniej części zapadliska, głównie w strefie wewnętrznej, występują osady gruboklastyczne zaliczane do formacji z Dębowca (fig. 21, 22; tab. 2). Stanowi ona jednostkę litostratygraficzną o dość stałej miąższości w rozprzestrzenieniu równoleżnikowym. Ku północy i w kierunku lokalnych wzniesień podłoża miąższość się zmniejsza aż do całkowitego wyklinowania (Moryc, 2005). Północny zasięg tej formacji układa się zgodnie z przebiegiem izohips podłoża – ku południowi wypełniła ona najniższe położone miejsca. Powyżej i obocznie do formacji z Dębowca występuje formacja ze Skawiny (Alexandrowicz i in., 1982; fig. 21, 22; tab. 2), obejmująca otwartomorskie („basenowe”) utwory ilaste i mułowcowe z przelawieniami piaszczystymi (fig. 23). Zawierają one bogate taksonomicznie zespoły morskich mikro- i makroorganizmów (Alexandrowicz, 1963a, 1997; Peryt, 1997; Gonera, Bukowski, 2012; Gonera, 2018).

Wzdłuż północnych obrzeży zapadliska przedkarpackiego, obocznie do osadów morskich lub pod nimi, występują osady buraweglowe (silikoklastyki z węglem brunatnym lub szczątkami makroflory) zaliczane do formacji z Trzydnika (fig. 21, 24; tab. 2). Pawłowski i in. (1985) włączyli te utwory do warstw baranowskich jako ich przybrzeżną, niepełnomorską fację. Natomiast na Górnym Śląsku takie osady były określane jako formacja kłodnicka (Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974). Flora występująca w osadach tej formacji obejmuje formy charakterystyczne dla iglastego lasu bagiennego; licznie występują także paprocie, olszyna, rośliny ciepłolubne, m.in. palmy, a także słonolubne glony (Kasiński, Piwocki, 1994). Osady formacji z Trzydnika nie zawierają wskaźników biostratygraficznych, pozwalających na bezpośrednie określenie wieku. W związku z obocznym przejściem w udokumentowane biostratygraficznie morskie utwory dolnego badenu jej powstanie należy łączyć głównie z transgresywną fazą w rozwoju zapadliska – wczesny baden i częściowo być może karpat (Kasiński, Piwocki, 1994). W północnej, brzeżnej strefie zapadliska dominują silnie zróżnicowane facjalnie płytkowodne utwory węglanowe i terygeniczne (fig. 21, 24). Zaliczane

PLASZCZOWINY KARPAT ZEWNETRZNYCH



- AF formacja z Andrychowa
- DC zlepniec z Dębowca
- KF zlepniec z przewagą materiału karpackiego
- SF formacja z Suchej
- SK formacja ze Skawiny
- STF formacja ze Stryszawy
- STF/SM ogniwo zlepniec z Stachorówki (formacja ze Stryszawy)
- WM zlepniec z przewagą materiału karpackiego
- ZbF formacja z Zebrzydowic
- ZF formacja z Zawoi
- ZmF formacja z Zamarsk

FIG. 22. Podział litostratygraficzny utworów miocenu w otworach wiertniczych z wewnętrznego przedkarpackiego w rejonie Zawoja-Andrychów-Cieszyn (wg Oszczypko, 2006)

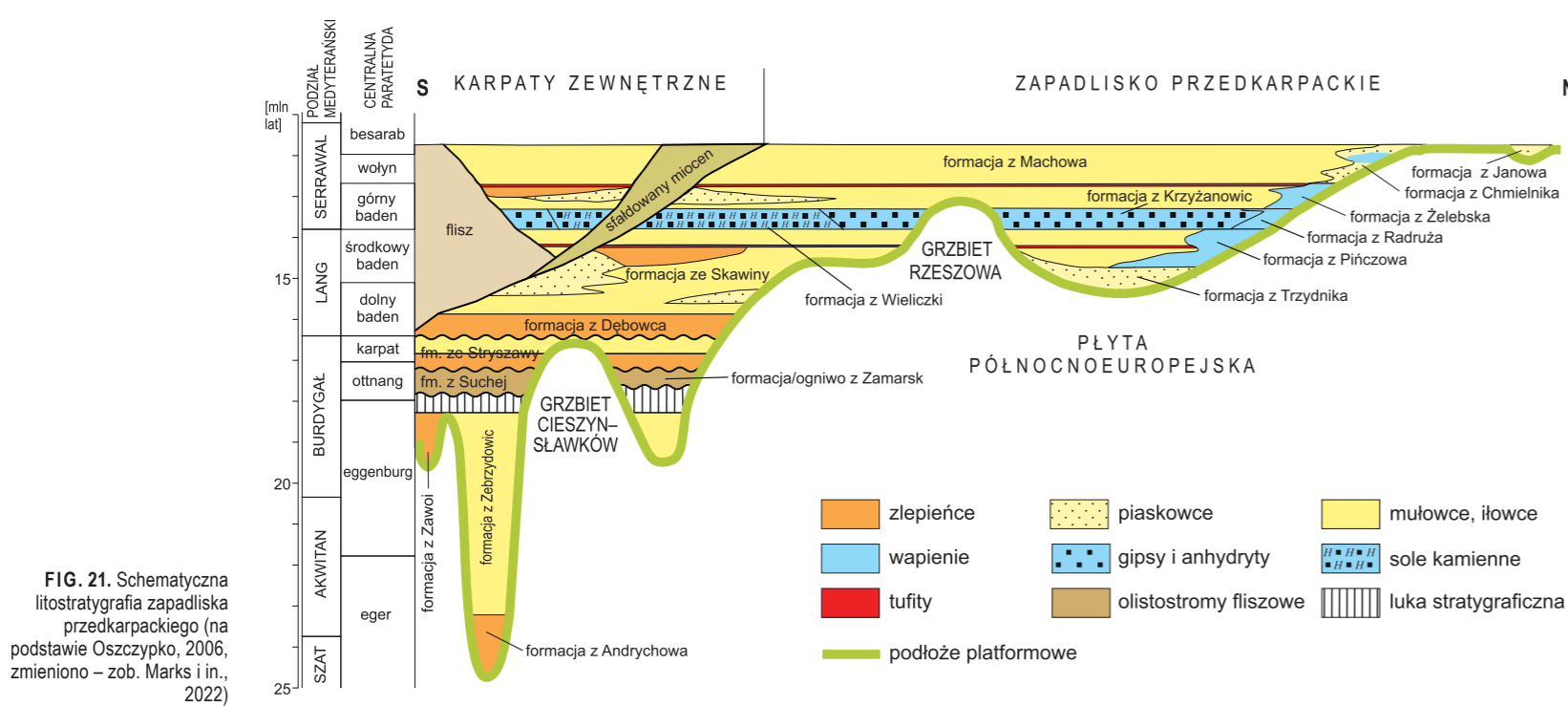


FIG. 21. Schematyczna litostratygrafia zapadliska przedkarpackiego (na podstawie Oszczypko, 2006, zmieniono – zob. Marks i in., 2022)

są one do formacji z Pińczowa, wykształconej jako ząbająca się facje węglanowe, piaszczyste i ilaste. W poszczególnych rejonach występowania omawianej formacji udział wymienionych członów litostratygraficznych może zmieniać się w szerokim zakresie. Utwory te zawierają bardzo bogate zespoły płytkowodnych, stenohalinowych i ciepłolubnych organizmów (Kowalewski, 1930, 1958a; Krach, 1958; Bałuk, Radwański, 1977, 1979, 1984; Studencka, Studencki, 1988; Górka, 2002).

W związku z tym, że formacja z Pińczowa obejmuje osady bardzo zróżnicowane litostratyficznie, możliwe jest wyróżnienie w jej obrębie kilku osobnych jednostek w randze ogniwa. Najbardziej charakterystycznym z nich są utwory wapienne, głównie organodetrytyczne lub rodoidowe wapienie krasnorostowe – dawniej znane jako lito-tamniowe. Charakterystycznym elementem tej formacji są ily korytnickie, zawierające nadzwyczaj bogaty inwentarz pełnomorskich skamieniałości (Kowalewski, 1930; Bałuk, Radwański, 1977, 1979, 1984). Ponadto z formacją z Pińczowa można wiązać piaski lub piaszkowce odpowiadające pierwotnemu znaczeniu warstw baranowskich wydzielonych przez Łomnickiego (1874 *vide* Ney, 1966). Zaliczyć do nich można m.in. utwory piaszczyste w widłach Wisły i Sanu (Pawłowski i in., 1985) oraz małej miąższości utwory

piaszczyte i węglanowe w bardziej centralnej i wschodniej części zapadliska (Ney, 1966, 1969; Dziadzio, 2000) oraz w rejonie Przemysła (Głowacki i in., 1966; Dziadzio, 2000). W takich utworach we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (między Leżajskiem a Lubaczowem) wydziela się trzy asocjacje facjalne obejmujące: 1) osady spokojnej sedimentacji szelfu zewnętrznego (w spągu zbiturbowane margle przechodzące ku górze łupki ilaste); 2) utwory głębszego pobrzeża i szelfu wewnętrznego (zlepniec, piaszkowce kwarcowe z glaukonitem i margle, a w stropie laminity glonowe, których powstanie jest związane z wyżej leżącymi ewaporatami); 3) utwory płytkiego przybrzeża (podobnie jak w przypadku utworów asocjacji 2, tj. zlepniec, piaszkowce i laminity glonowe; fig. 25). Ogólnie cała sukcesja warstw baranowskich wskazuje najpierw na stopniowy wzrost, a następnie względny spadek poziomu morza (Dziadzio, 2000).

Wyżej przedstawione utwory są przykryte przez osady ewaporatowe środkowego badenu, które były określane też jako osady chemiczne lub poziom gipsowo-anhydrytowo-solny. Alexandrowicz i in. (1982) wyróżnili w ich obrębie dwie odpowiadające sobie lateralnie, równowiekowe formacje: z Krzyżanowic (gipsy i anhydryty) oraz z Wieliczki (sole kamienne). W obu formacjach wyróżniono jednostki różnej

TAB. 2. Schemat litostratigraficzny neogenu w zapadlisku przedkarpackim

| Nazwa (kreator) | Definicja | Dolna granica | Górna granica | Miąższość [m] | Występowanie | Historia badań | Litologia i dalszy podział |
|--|--|---|--|--|---|---|---|
| Formacja z Zawoi (Moryc, 1989) | zlepieniec z materiału fliszowego i podłoża miocenu z przewarstwieniem utworów ilastych | podłoże miocenu | formacja z Suchej | ok. 160 | tylko w otworze wiertniczym Zawoja 1 | Moryc (1989, 2005); Oszczypko (1996, 1997); Garecka, Jugowiec (1999); Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2003); Oszczypko i in. (2000) | zróznicowane osady klastyczne (od zlepieńców po ilowce) zawierające redeponowaną mikrofaunę i mikroflorę, można wyróżnić trzy odrębne poziomy litologiczne: najniższe występuje (94 m miąższości) kompleks zlepieńców piaszczystych i ilastych zbudowany z otoczków pochodzących z fliszu i podłoża miocenu, zawierających ubogą mikrofaunę fliszową i karbońską (Kijakowa w. Moryc, 1989; Malata w. Oszczypko i in., 2000) oraz dinocysty z fliszu karpackiego (Gedl w. Oszczypko i in., 2000); środkowa część (43 m miąższości) to utwory ilaste z zespołem redeponowanych wczesnokredowych otwornic fliszowych; najwyższa część profilu (23 m miąższości) to zlepieniec zbudowany najprawdopodobniej tylko z otoczków skal podłoża |
| Formacja z Suchej (Ślączka, 1976) | olistostromy skal fliszowych | podłoże miocenu/ formacja z Zawoi | formacja ze Stryszawy | do ok. 250 | 6 otworów wiertniczych na obszarze Karpat Zachodnich: Sucha Beskidzka IG 1, Zawoja 1, Lachowice 1, 2, 4, Bystra IG 1 | Ślączka (1976, 1977); Moryc (1989, 2005); Oszczypko (1996, 1997); Garecka, Jugowiec (1999); Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2003) | olistostromy lub grube płyty skal fliszowych, które zsunęły się z górotworu karpackiego na jego przedpole do zbiornika mioceńskiego; w utworach stwierdzono fliszowe otwornice i dinocysty różnego wieku (od wczesnej kredy do paleogenu) |
| Formacja ze Stryszawy (Ślączka, 1977) | zlepieniec z otoczków skal fliszowych i skal podłoża | podłoże miocenu/ formacja z Suchej | formacja z Jachówki | do kilkuset | wiercenia na obszarze Karpat Zachodnich między Cieszynem (granica z Czechami) a południem Myślenic | Konior, Krach (1965); Ślączka (1977); Moryc (1989, 2005); Oszczypko (1996, 1997); Garecka, Jugowiec (1999); Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2003) | w dolnej części występują osady grubokruczowe zbudowane z materiału fliszowego z podłoża miocenu (ogniwo zlepieńców ze Stachorówki), w górnej – drobniej ziarniste, miejscami pelityczne (ogniwo z Bielska); utwory zawierają redeponowaną mikrofaunę i florę fliszową oraz autochtoniczną – wczesnomioceńską |
| Formacja z Jachówki (Moryc, 1989) | ilowce i mulowce wapińskie z rzadkimi przewarstwieniami piasków i zlepieńców | podłoże miocenu | formacja z Dębowca | do ok. 240 | wiercenia na obszarze Karpat Zachodnich między Cieszynem (granica z Czechami) a południem Myślenic | Moryc (1989, 2005) | ilowce i mulowce wapińskie z rzadkimi przewarstwieniami piasków i zlepieńców, zawierające wczesnobadeńskie normalnomorskie otwornice |
| Formacja z Dębowca (Tolwiński, 1950) | osady gruboklastyczne (zlepieniec) | starsze osady mioceńskie („osady poddębowieckie”), starsze podłoże | formacja ze Skawiny | do 265 | zachodnia część wewnętrznego zapadliska przedkarpackiego pod nasunięciem karpackim (od Śląska Cieszyńskiego po południe Krakowa) | Tolwiński (1950); Konior, Krach (1965); Kuciński, Nowak (1975); Ślączka, (1977); Buła, Jura (1983a, b); Moryc (2005) | zlepieniec zbudowany ze skal podłoża miocenu oraz fliszu karpackiego (Tolwiński, 1950; Konior, Krach, 1965; Ślączka, 1977; Moryc, 2005), skład litologiczny klastów jest bardzo zróznicowany i obejmuje zarówno skały podłoża (karbonu – łupki i piaskowce kulmu, seri produktynnej oraz skały krystaliczne), jak i materiał z Karpat fliszowych; w kierunku północnym zmniejsza się wielkość ziarn, wzrasta stopień selekcji oraz obrotoczenie i pojawia się warstwowanie, w tym samym kierunku następuje również zmniejszenie miąższości oraz stopnia lityfikacji |
| Formacja z Trzdynia (Alexandrowicz i in., 1982) | osady terygeniczne z przewarstwieniami osadów fitogennych (w tym węgla brunatnego) | podłoże miocenu | formacja z Pińczowa | do kilkudziesięciu | Górny Śląsk, południowe obrzeże Gór Świętokrzyskich, dolina Opatówki i rejon zbiegu (tzw. widły) Wisły i Sanu, Roztocze | Kowalewski (1930); Alexandrowicz (1959, 1963a, 1970, 1997); Bielecka (1967); Radwański (1969, 1973); Pawłowski i in. (1985); Sadowska (1986); Kasiński, Piwocki (1994) | osady piaszczysto-mułkowo-ilaste ze szczątkami roślin i przewarstwieniami węgla brunatnego (Pawłowski i in., 1985; Kasiński, Piwocki, 1994); formacja obejmuje kilka typów litologicznych: 1) lignity z makroskopowymi szczątkami roślin stanowiące najbardziej charakterystyczny składnik formacji, tworzą zazwyczaj cienkie przewarstwienia (kilka-kilkanaście centymetrów), rzadziej grube pokłady (do kilku metrów), których położenie w profilu jest bardzo zmienne, 2) szaro-popielate mulowce, często z przewarstwieniami lignitów i piasków, zawierające faunę i siećkę roślinną, 3) piaski i piaskowce kwarcowe, drobnodziarniste, występujące jako cienkie przeławienia w innych utworach oraz jako grube kompleksy, 4) zlepieniec zbudowany z paleozoicznych piaskowców podłoża (w spagu), 5) poziomy gleb kopalnych – utwory mulowcowe lub mulowcowo-piaszczyste z pionowymi strukturami korzeniowymi (rizolity) w różnych częściach profilu |
| Formacja z Pińczowa (Alexandrowicz i in., 1982) | plytkowodne, zróznicowane fałdnie osady węglanowe i klastyczne z bogatą normalnomorską fauną i florą | formacja z Trzdynia, podłoże miocenu | formacja z Krzyżanowic, formacja z Radruża | do kilkudziesięciu | północne obrzeżenie zapadliska – na Śląsku (odsłonięcia w rejonie Głubczycy i Gliwic), południowe obrzeże Gór Świętokrzyskich (liczne odsłonięcia), wąski pas na południe od Roztocza (brak odsłonięć – w wierceniach pod przykryciem młodszych osadów) | Kowalewski (1957, 1958a, 1959); Ney (1966, 1969); Radwański (1969, 1973); Studencki (1979, 1988a, b, 1999); Pawłowski i in. (1985); Górka (2002) | do formacji z Pińczowa należą bardzo zróznicowane litologicznie utwory brzeżnej części morza wczesnobadeńskiego (Radwański, 1969, 1973; Ney, 1969; Studencki, 1979, 1988a, b, 1999; Pawłowski i in., 1985; Górka, 2002), wykształcone w rozmaitych fałdach węglanowych, piaszczystych i ilastych wzajemnie się zalegających; na różnych obszarach występowania formacji udział poszczególnych członów litologicznych może zmieniać się w szerokim zakresie; wszędzie utwory te zawierają bogate taksonomicznie zespoły plytkowodnych normalnomorskich organizmów (dominują mięczaki, liczne są szkarłupnie, mszywoły, mikrofauna otwornicowa, spotyka się także koralowce, a wśród flory dominują glony z grupy krasnorostów (znane kiedyś jako litotamia); możliwe jest wyróżnienie w jej obrębie kilku osobnych jednostek litostratigraficznych w randze ogniw (np. wapienie pińczowskie, ily korytnickie, piaski heterosteginowe) |
| Formacja ze Skawiny (Alexandrowicz i in., 1963b) | głębokowodne utwory ilaste i mulowcowe z przewarstwieniami piaszczystymi, zawierające bogate zespoły otwornic (w tym otwornice planktoniczne) | formacja z Dębniaka, formacja z Trzdynia, podłoże miocenu | formacja z Krzyżanowic, formacja z Wieliczki, nasunięcie Karpat fliszowych (granica tektoniczna) | do kilkuset | prawie cała zachodnia część zapadliska (tj. na zachód od Krakowa), a we wschodniej części – obszar wzdłuż (do okolic Tarnowa) i na północ od nasunięcia Karpat fliszowych; formacja ta nie jest znana na obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej oraz na wschód i północ od niej, gdzie występują utwory piaszczyste o małej miąższości (warstwy baranowskie; Ney i in., 1974) | Krach (1947); Alexandrowicz (1963a, b, 1964, 1974); Radwański (1968); Garlicki (1968) | utwory ilaste i mulowcowe zawierające bogate zespoły otwornic (w tym otwornice planktoniczne), niekiedy z przewarstwieniami piaszczystymi (Alexandrowicz, 1963a, b, 1964, 1974), w zachodniej części zapadliska można wyróżnić dwie litofacje o odrębnym rozprzestrzenieniu, określane kiedyś jako tegel i szlir (Alexandrowicz, 1963a) – pierwszą stanowią silnie wapińskie ily, zawierające faunę otwartego morza (głównie planktoniczne otwornice), druga – osady ilasto-piaszczyste; przewarstwienia piaszczyste stanowią różny procent profilu, często przeobrażają, a ich miąższość sięga od kilku milimetrów do kilkudziesięciu metrów; zawierają ubogą mikrofaunę głównie bentosowych, plytkowodnych otwornic, otwornice redeponowane z fliszu oraz występują detrytus roślinny; we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Bochni i Wieliczki, do tej formacji należą ciemnoszare ily i ilowce margliste miejscami zawierające przewarstwienia dolomityczne (np. Garlicki, 1968), a na obszarze między Krakowem a Miechowem ily ze skorupami ostryg (tzw. ily z <i>Ostrea cochlear</i> w starszej literaturze; Krach, 1947; Alexandrowicz, 1963b; Radwański, 1968), natomiast w bardziej centralnej części zapadliska tzw. ily denudatowe (zawierające przegrzebki określane jako <i>Lentipecten denudatus</i>); formacja skawińska nie jest znana na obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej oraz na wschód i północ od niej, gdzie występują utwory piaszczyste o małej miąższości (Ney i in., 1974) |
| Formacja z Krzyżanowic (Alexandrowicz i in., 1982) | gipsy, ilowce z przewarstwieniami gipsów i anhydrytów (środkowy baden), szeroko rozprzestrzenione na obszarze zapadliska przedkarpackiego poza Roztoczem | formacja z Pińczowa lub formacja ze Skawiny | formacja z Machowa | kilka-kilkanaście w strefie basenowej (Oltuszyk, 1967; Kubica, 1992), do 30 na Górnym Śląsku (Alexandrowicz, 1997); do 60 w strefie brzeżnej | prawie cały obszar zapadliska przedkarpackiego z wyjątkiem rejonu Żor i nasunięcia karpackiego między Tarnowem a Krakowem, gdzie występuje formacja z Wieliczki, oraz tzw. wyspa rzeszowska, skąd osady formacji z Krzyżanowic zostały prawdopodobnie zerodowane (ale zob. Karmkowski, Ozimkowski, 2001); odsłonięcia występują wyłącznie na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (głównie Niecka Nidziańska) i pojedyncze na Górnym Śląsku | Wala (1961, 1962, 1963); Alexandrowicz (1963a); Kwiatkowski (1972, 1974); Pawłowski i in. (1985); Niemczyk (1988, 1995); Kasprzyk (1989, 1993, 1999, 2003); Kubica (1992, 1994); Peryt, Kasprzyk (1992); Peryt, Jasionowski (1994); Kasprzyk, Orli (1998); Bąbel (1999a, b, 2004, 2005); Peryt (2000); Gąsiewicz (2000) | osady siarczanowe (gipsy i anhydryty), towarzyszące im osady terygeniczne (głównie ily) oraz powstałe w wyniku metasomatozy siarczanów tzw. wapienie pogipsowe – płonne i siarkonośne; dla obszaru górnośląskiego typowa jest bardzo duża zawartość ilu (jako domieszki lub przewarstwienia); formacja zawiera <u>ogniwo gipsów z Borkowa</u> (Jasionowski, 1997) z szeregiem warstw i kompleksów o charakterystycznej litologii, dających się korelować na dużym obszarze (Wala, 1961, 1963; Kubica, 1992, 1994; Kasprzyk, 1993, 1999; Bąbel, 1999a, b, 2004, 2005); <u>ogniwo anhydrytów</u> (Kubica, 1992, 1994; Kasprzyk, 2003) i <u>ogniwo wapieni pogipsowych</u> (Pawłowski i in., 1985; Gąsiewicz, 2000) |
| Formacja z Wieliczki (Alexandrowicz i in., 1982) | osady chemiczne i klastyczne w środowisku salinowym o charakterze cyklicznym; główną cechą formacji jest obecność soli kamiennych wśród osadów niższego stopnia natężenia sedimentacji chemicznej; stratotyp znajduje się w wyrobiskach podziemnych Kopalni Soli Wieliczka, gdzie osady tej formacji są najlepiej odsłonięte na poziomach I–VIII | formacja ze Skawiny, będąca w ciągłości sedimentacyjnej z osadami nadległymi; do formacji z Wieliczki zalicza się osady, w których makroskopowo można wyróżnić pierwsze pojawienie się ewaporatów (konkrekcje gipsu, anhydrytu, osady mieszane klastyczno-siarczanowe itp.) | formacja z Machowa | od ok. 30 do ok. 100; w profilach stratotypowych złoża Wieliczki całkowita miąższość od ok. 50 do 70 | obszar Górnego Śląska w okolicach Żor, Rybnika i Orzesza; dalsze ku wschodowi występowanie formacji rozpoczyna się w okolicy Wieliczki i ciągnie się nieprzerwanie po okolicie Tarnowa; na wschód od Tarnowa osady te nawiercono w okolicy Pogórskiej Woli i Pilzna, a następnie od okolic Rzeszowa po okolice Przemysła | Niedzwiedzki (1883–1886); Poborski (1952); Gawęł (1962); Poborski, Skoczylas-Ciszewska (1963); Garlicki (1968, 1971, 1979, 1994a, b); Wiewiórka (1974, 1988); Ślączka, Kolasa (1997); Bukowski (2011) | dolną część formacji to ilowce i mulowce anhydrytowe oraz sole kamienne o miąższości 4–14 m, zaliczone do I cyklotemu ewaporatów; do II cyklotemu należą ilowce anhydrytowe oraz „sole najstarsze” Wieliczki i „sole południowe” Bochni o miąższości od 10–30 m; osady III cyklotemu, najszerzej rozpowszechnione, to ilowce margliste, ilowce anhydrytowe, łupki ilowo-anhydrytowe z solą kryształową lub ilowce anhydrytowe z pokładami soli, a w części najwyższej – „sole środkowe” i „sole spżowe dolne” Wieliczki; miąższość tych osadów wynosi od 10–35 m. Poza złożami okolic Wieliczki i Bochni, osady te stwierdzono na dużym obszarze – od Górnego Śląska po Tarnów, a także w miocenie sfaldowanym okolic Pogórskiej Woli i Pilzna. Osady IV cyklotemu występują od okolic Górnego Śląska po Tarnów, w dolnej części składają się z ilowców anhydrytowych, w górnej – z soli kamiennych znanych jako „sole północne” Bochni i „sole spżowe górne” Wieliczki, o miąższości 5–30 m. Osady ostatniego V cyklotemu ewaporatów są znane od Górnego Śląska po Tarnów, są to ilowce margliste i ilowce anhydrytowe o łącznej miąższości 2–10 m, jedynie w profilu otworu wiertniczego Szczepanów S-1 ponad ilowcami marglistymi stwierdzono łupki ilowo-anhydrytowe i sole kamienne (o łącznej miąższości ok. 20 m). Formację z Wieliczki można podzielić na pięć ogniw: z Proszówek, z Łęzkowic, z Bochni, z Klajna i ze Szczepanowa (Garlicki, 1994a). W opinii Garlickiego (1994a) wydzielenie formalnych jednostek w randze warstw nie jest konieczne, gdyż w kopalniach soli Wieliczki i Bochni używa się nazw uświęconych wielowiekową tradycją i nazwy te są już szeroko spopularyzowane w polskiej literaturze geologicznej. Ślączka i Kolasa (1997) wyróżniły dwa ogniwa w formacji z Wieliczki w Kopalni Soli Wieliczka: soli pokładowej oraz brekcji solnej, a w południowej części kopalni ponadto <u>ogniwo brekcji płonnej</u> |
| Formacja z Radruża (Jasionowski, 1997) | odpowiednik wapienia ratyńskiego, na Ukrainie warstwa o miąższości ok. 1 m leżąca na osadach siarczanowych, lub lateralny odpowiednik osadów siarczanowych | formacja z Krzyżanowic | formacja Machowa | zwykle kilkadziesiąt centymetrów | wschodnia część Roztocza oraz południowe obrzeże Gór Świętokrzyskich | Ney (1963, 1969); Musiał (1987); Peryt, Kasprzyk (1992) | wapienie mikrytowe i peloidowe, w znacznej części o genezie mikrobiałnej oraz (częściowo) sparytowane dedolomite, ze szczątkami rzadkiej fauny i ziarnami kwarcu oraz śladami po kryształach gipsu; tworzyły się w środowisku o podwyższonym zasoleniu, być może w warunkach sebhya |
| Formacja z Machowa (Alexandrowicz i in., 1982) | osady ilaste z przewarstwieniami mułków i piasków, występujące ponad poziomem utworów ewaporatowych (formacje: z Krzyżanowic i z Wieliczki) | formacja z Krzyżanowic, formacja z Wieliczki, podłoże miocenu (na obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej) | brak/osady młodsze (czwartorzędowe) | do ponad 3000 (w Rowie Wielkich Oczu) | cała wschodnia „basenowa” część zapadliska przedkarpackiego (na wschód od Krakowa), a w zachodniej części – morskie utwory powyżej ewaporatów, w centralnej i zachodniej części tego subbasenu | Łomnicki (1898); Kowalewski (1958a, b, 1959); Alexandrowicz (1961, 1963a); Ney (1969); Alexandrowicz, Kleczkowski (1974); Dyjor i in. (1977); Pawłowski i in. (1985); Czapowski (1994); Krzywiec (1997); Porębski, Oszczypko (1999); Dziadzio (2000); Porębski i in. (2003); Dziadzio i in. (2006); Porębski, Warchoł (2006); Czapowski, Gąsiewicz (2015) | zwykle laminowane ilowce, mulowce i heterolity, zawierające miejscami cieńsze lub grubsze przewarstwienia piasków i piaskowców (od centymetrów do kilkudziesięciu metrów miąższości; zob. np. Kowalewski, 1958a, b, 1959; Alexandrowicz, 1963a; Głowacki i in., 1966; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974; Jawor, 1983; Czapowski, 1994; Porębski, Oszczypko, 1999; Dziadzio, 2000; Porębski i in., 2003; Porębski, Warchoł, 2006; Dziadzio i in., 2006; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Lelek i in., 2016); niektóre części profilu są zbiturbowane i zawierają bentosową mikro- i makrofaunę, co wskazuje na warunki utleniające na dnie, inne są pozbawione skamieniałości i ichnoskamieniałości – warunki anoksyczne (Ney, 1969; Czapowski, 1994; Czapowski, Gąsiewicz, 2015); często występują w nich konkrekcje pinytowe i uwęglone szczątki roślin. W formacji z Machowa, zwłaszcza w osadach zaliczanych do górnego badenu (występujących poniżej poziomu z <i>Anomanolinoides dividens</i> , uznawanego za wskaźnikowy dla spagu samatu), wyróżniono kilka wydzialeń niższej rangi (ogniw) określanymi przeważnie mianem warstw z różnymi skamieniałościami, na północnych obrzeżach zapadliska bezpośrednio na osadach ewaporatowych występują warstwy przegrzebkowe (pektenowe) (Kowalewski, 1958a, b, 1959; Ney, 1969), które ku centralnej części basenu przechodzą w ily spiraliowe (Jurkiewicz, Karmkowski, 1961), w południowej części zapadliska, w okolicach Bochni i Wieliczki, na utworach ewaporatowych występują warstwy chodenickie i grabowieckie wydzielone przez Niedzwieckiego (1883), w sarmacie natomiast na północnych obrzeżach basenu od granicy z Ukrainą po Góry Świętokrzyskie występują warstwy syndesmowe (Kowalewski, 1958a, b, 1959; Ney, 1969; Pawłowski i in., 1985). Ogniwu ilów i margli przegrzebkowych (pektenowych) tworzą ily margliste i margle, zawierających niekiedy przewarstwienia wapieni i piasków (Kowalewski, 1958b; Ney, 1969; Pawłowski i in., 1985; Czapowski, 1994), najbardziej charakterystyczną cechą tych utworów jest obecność bogatego zespołu mięczaków normalnego morza, w tym bardzo licznych przegrzebków, występuje również bogaty taksonomicznie zespół otwornic bentosowych i planktonicznych. Ogniwu ilów spiraliowych to utwory ilaste z nielicznymi przewarstwieniami mułków i piasków oraz z licznymi przewarstwieniami tuffitów i bentonitów, zawierające planktoniczne otwornice i radiolarie, szczątki ryb (łuski, otolity), uwęglone szczątki roślin, a przede wszystkim masowo spotykane i łatwo rozpoznawalne makroskopowo skrzydłonogi z rodzaju <i>Limacina</i> [= <i>Spiralis</i>] (Jurkiewicz, Karmkowski, 1961; Głowacki i in., 1966). Ogniwu ilów chodenickich tworzą warstwiane ilowce z laminami drobnodziarnistych piasków oraz cienkimi przewarstwieniami dolomitów oraz tuffitów (Alexandrowicz, 1961; Garlicki, 1968), zawierające stosunkowo ubogą mikrofaunę i wykazujące brak makrofauny; charakterystyczne jest liczne występowanie promienic, elementów szkieletowych gąbek, szczątków ryb oraz skrzydłonogów i planktonicznych otwornic (Luczkowska, 1953; Alexandrowicz, 1961). Ogniwu (warstwy) grabowieckie to utwory piaszczyste z przewarstwieniami ilów (Alexandrowicz, 1961; Garlicki, 1968); stosunek piasków do ilów waha się w bardzo szerokich granicach, w piaskach boguickich przewarstwienia te są bardzo rzadkie (Porębski, Oszczypko, 1999), ale ku centralnym obszarom zbiornika przewarstwien ilastych jest coraz więcej, utwory te zawierają bogaty zespół otwornic planktonicznych i bentosowych (Luczkowska, 1953; Otfinowski, 1981). Ogniwu ilów syndesmowych to ily, ily margliste i mulowce złożone z laminami i przewarstwieniami piasków. Spotyka się w nich konkrekcje pinytowe, uwęglone szczątki roślin oraz przewarstwienia tuffitowe. W utworach tych występuje słabo zróznicowana taksonomicznie makro- i mikrofauna wskazująca na obniżone zasolenie (Kowalewski, 1958b; Ney, 1969). Najczęstsze są małże należące do rodzajów: <i>Abra</i> (dawnie <i>Syndesmya</i>) i <i>Ervillea</i> , serowki oraz drobne ślimaki |

TAB. 2. cd.

| Nazwa (kreator) | Definicja | Dolna granica | Górna granica | Mięszczość [m] | Występowanie | Historia badań | Litologia i dalszy podział |
|---|---|--|-------------------------------------|--------------------|---|--|---|
| Formacja z Żelebska (Jasionowski, 1997) | wapień organogeniczny oraz towarzyszące im utwory silikoklastyczne z normalnomorskimi skamieniałościami | zwykle podłoże, lokalnie starsze osady miocenu | formacja z Żelebska | do kilkudziesięciu | Roztocze | Bielecka (1967); Ney (1969); Pisera (1985); Musiał (1987); Wysocka i in. (2007) | wapień krasnorostowe (dawniej litotamniowe): organodetrytyczne, rodoidowe i rafowe oraz piaski kwarcowe i podrzędnie ily; szczegółowy opis tych utworów wraz z profilami licznych odsłoneń został przedstawiony przez Ney (1969) i Musiała (1987); najbardziej charakterystycznym typem litologicznym są rafy glonowo-ślimakowe (wermetosowo-krasnorostowe) (Pisera, 1985), które można wydzielić jako ogniwo rafowych wapieni glonowo-ślimakowych z Węglinka (Jasionowski, 1997); utwory formacji z Żelebska zawierają liczne skamieniałości płytkiego normalnego morza (Jakubowski, Musiał, 1979; Krach, 1981; Pisera, 1985; Studencka, 1994) |
| Formacja z Chmielnika (Alexandrowicz i in., 1982) | utwory węglanowe – organodetrytyczne i rafowe (mikrobiałne) oraz silikoklastyczne zawierające ubogą („brakiczną”) taksonomicznie faunę wskazującą na obniżone zasolenie | formacja z Żelebska lub lokalnie starsze osady mioceni | brak/osady młodsze (czwartorzędowe) | do kilkudziesięciu | NE obrzeże Gór Świętokrzyskich (tzw. sarmat detrytyczny), dolina Opatówki, zachodnia część Roztocza | Bielecka (1967); Liszkowski, Muchowski (1969); Rutkowski (1976); Pisera (1978); Czapowski (1984); Musiał (1987); Czapowski, Studencka (1990); Łaptaś (1992); Jasionowski (1996); Wysocka i in. (2007); Leszczyński, Nemeček (2015) | osady terygeniczne – należące do tzw. sarmatu detrytycznego, znane na obrzeżu Gór Świętokrzyskich (zob. Rutkowski, 1976; Czapowski, 1984; Czapowski, Studencka, 1990; Łaptaś, 1992; Leszczyński, Nemeček, 2015), wapień, margle, piaski na zachodnim Roztoczu (zob. Bielecka, 1967; Musiał, 1987; Jasionowski, 1996); w obrębie tej formacji, szczególnie na obszarze Roztocza (zob. Musiał, 1987; Pisera, 1978; Jasionowski, 1996), a szczytkowo także na obrzeżu Gór Świętokrzyskich (zob. Rutkowski, 1976; Stachacz, 2007), występują charakterystyczne budowle węglanowe, określane dawniej mianem raf serpulowych (np. Bielecka, 1967), budowane przez mikrobiałki obrastające rurki serpulidów i niekiedy szkielety gałązkowych mszywiolów (Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978; Jasionowski, 1996). Utwory te wydzieleno (Jasionowski, 1997) jako osobną jednostkę litostratygiczną w randze ogniwa wapieni serpulowo-mikrobiałitowych z Lysakowa; utwory formacji z Chmielnika charakteryzują się ubogą taksonomicznie, lecz często bogatą w osobniki, fauną charakterystyczną dla środowisk o obniżonym zasoleniu (Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978, 1996; Czapowski, Studencka, 1990; Jasionowski, 1996; Studencka, Jasionowski, 2011) |
| Formacja z Janowa (Alexandrowicz i in., 1982) | osady silikoklastyczne, głównie piaski i piaskowce | podłoże (kreda) | brak/osady młodsze (czwartorzędowe) | do kilkudziesięciu | Wyżyna Lubelska – izolowane płyty w okolicy Chelma i w rejonie na południe od Lublina | Rutkowski, Harasimiuk (1970); Harasimiuk, Rutkowski (1972) | piaski i krzemionkowe piaskowce kwarcowe; w piaskowcach licznie występują małże i ślimaki, miejscami skala ma charakter zlepu muszlowego; na typowy profil formacji składają się drobno-, średnio- i gruboziarniste piaski, bezstrukturalne lub poziomo i przekątnie laminowane, często zaburzone w wyniku niestacelnego warstwowania gęstościowego |

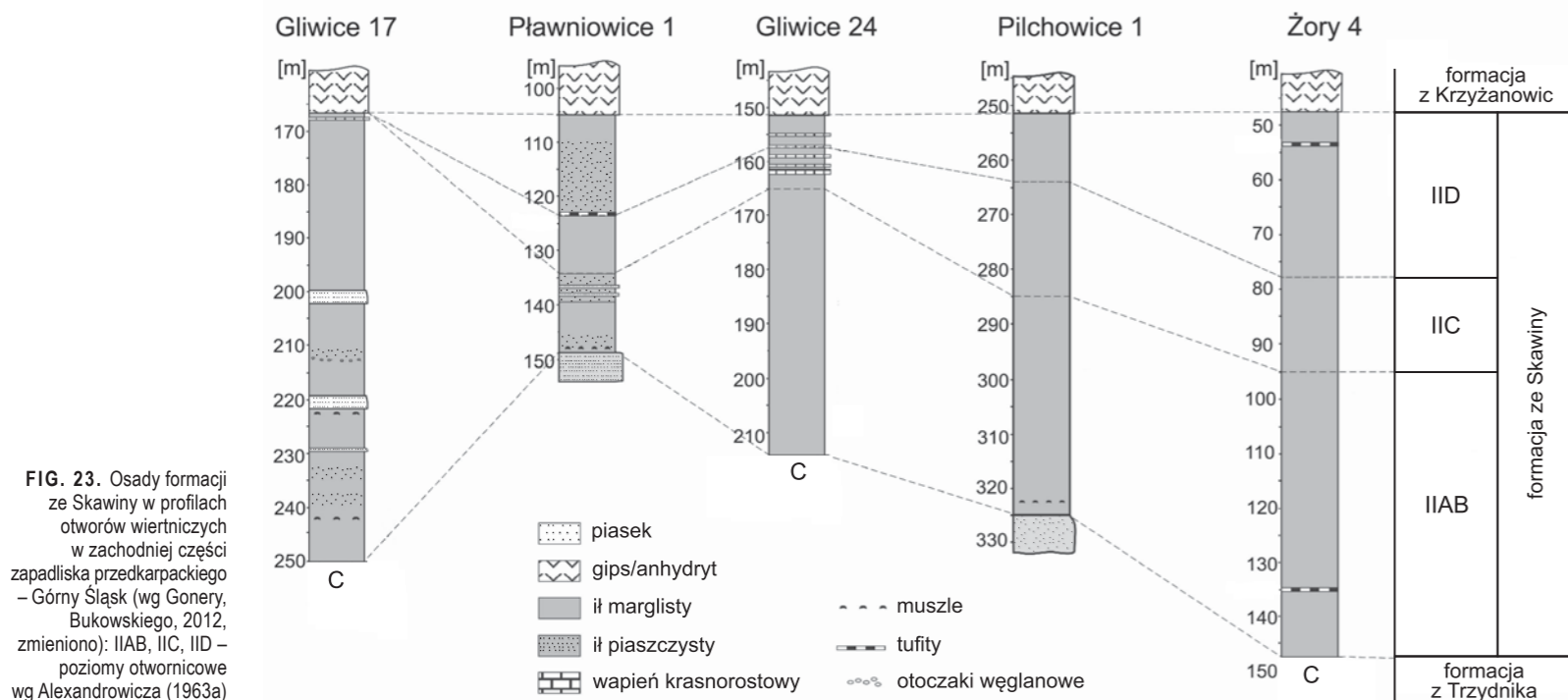


FIG. 23. Osady formacji ze Skawiny w profilach otworów wiertniczych w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego – Góry Śląsk (wg Goney, Bukowskiego, 2012, zmieniono): IAB, IIC, IID – poziomy otworowe wg Alexandrowicza (1963a)

rangi (Garlicki, 1994a; Jasionowski, 1997; Ślącza, Kolasa, 1997; Kasprzyk, Ortí, 1998). Jasionowski (1997) wydzielił ponadto formację z Radruża (tab. 2). Badańskie utwory ewaporatowe są znane z licznych otworów wiertniczych. Ponadto odsłonięcia formacji z Krzyżanowic występują na południowym obrzeżu Gór Świętokrzyskich (fig. 25; Kwiatkowski, 1972, 1974; Niemczyk, 1988, 1995; Bąbel, 2004, 2005). Osady formacji z Radruża występują natomiast w okolicach Radruża oraz na południowym obrzeżu Gór Świętokrzyskich (Ney, 1963, 1969; Musiał, 1987; Peryt, Kasprzyk, 1992). Formacja z Wieliczki odstania się w kopalniach soli w Wieliczce i Bochni. W brzeżnej strefie zbiornika, w której powstawały osady gipsowe formacji z Krzyżanowic, profil jest wyraźnie dwudzielny, a górna część profilu powstała przez kanibalizację części dolnej. W dolnej części występują pierwotne gipsy autochtoniczne (zrosty wielokrystaliczne oraz gipsy selenitowe z przewarstwieniami gipsów alabastrowych i stromatolitowych), w górnej natomiast – gipsy allochtoniczne (klastyczne; fig. 26). W kierunku centrum zbiornika obserwuje się zmniejszenie miąższości i zastępowanie gipsów przez anhydryty, a także wzrost udziału redeponowanych gipsów lub anhydrytów (zob. Kubica, 1992; Kasprzyk, Ortí, 1998; Peryt, 2000, 2006; Kasprzyk, 2003). Wyraźną dwudzielność profilu solnego obserwuje się także w Kopalni Soli Wieliczka (fig. 27). Górna część profilu powstała w wyniku spływów podmorskich w południowej części miocenijskiego zbiornika sedymentacyjnego (Kolasa, Ślącza, 1985); także cechy wielu części ogniwa soli pokładowej wskazują na jej redepozycję (Ślącza, Kolasa, 1997; Bukowski, 1997).

Na większości obszaru zapadliska przedkarpackiego (poza jego strefami marginalnymi) ponad poziomem utworów ewaporatowych (formacje z Krzyżanowic i z Wieliczki) występują utwory należące do formacji z Machowa (fig. 21). Obejmuje ona osady ilaste z prze-

warstwieniami mułów i piasków. W takim ujęciu formacja ta stanowi główną masę wypełniającą zapadlisko przedkarpackie, osiągając miąższość do 3,5 km, np. w rowie Wielkich Oczu (Ney i in., 1974; Dziadzio, 2000). W dolnej (badańskiej) części tej formacji występują skamieniałości organizmów normalnomorskich, a w wyższej (sarmackiej) – organizmów żyjących w wodach o obniżonym zasoleniu (zob. np. Kowalewski, 1958a; Studencka, 2015). Materiał terygeniczny, z którego jest zbudowana formacja z Machowa, pochodzi głównie z obszaru Karpat. Wskazują na to wyniki interpretacji danych sejsmicznych (Krzywiec, 1997) oraz obecność redeponowanego materiału karpackiego, w tym otwornic fliszowych (np. Jurkiewicz, 1991). Najstarszym określeniem głównie ilastych osadów basenowych (w pierwotnym ujęciu łącznie z anhydrytami) były ily krakowieckie (Łomnicki, 1898). W późniejszych czasach stratygraficzny zasięg iłów krakowieckich był ograniczany do sarmatu (zob. np. Ney, 1969; Czapowski, 1994; Dziadzio, 2000). Do formacji z Machowa należą także występujące w jej przyspągowych partiach dawne nieformalne wydzielenia litostratygiczne. Określane były one zwykle mianem warstw z różnymi skamieniałościami (zob. np. Kowalewski, 1958a), którym Jasionowski (1997) nadał rangę ogniwa (ogniwo iłów i margli przegrzebkowych [pektenowych], ogniwo iłów spiralisowych, ogniwo iłów syndesmowych), a także warstwy chodenickie i grabowieckie wraz z piaskami bogucickimi (np. Alexandrowicz, 1961; Porębski, Oszczytko, 1999; Porębski i in., 2003; Porębski, Warchoła, 2006). Utwory formacji z Machowa na całym obszarze występowania to zazwyczaj laminowane iłowce, mułowce i heterolity zawierające miejscami cieńsze lub grubsze przewarstwienia piasków i piaskowców – od centymetrów do kilkudziesięciu metrów miąższości (Śliwiński i in., 2012; Lelek i in., 2016 i literatura tam cytowana). Niektóre części profilu są zbiturbowane i zawierają bentosową mikro- i makrofaunę, co wskazuje na warunki utleniające na dnie, inne natomiast są pozbawione ska-

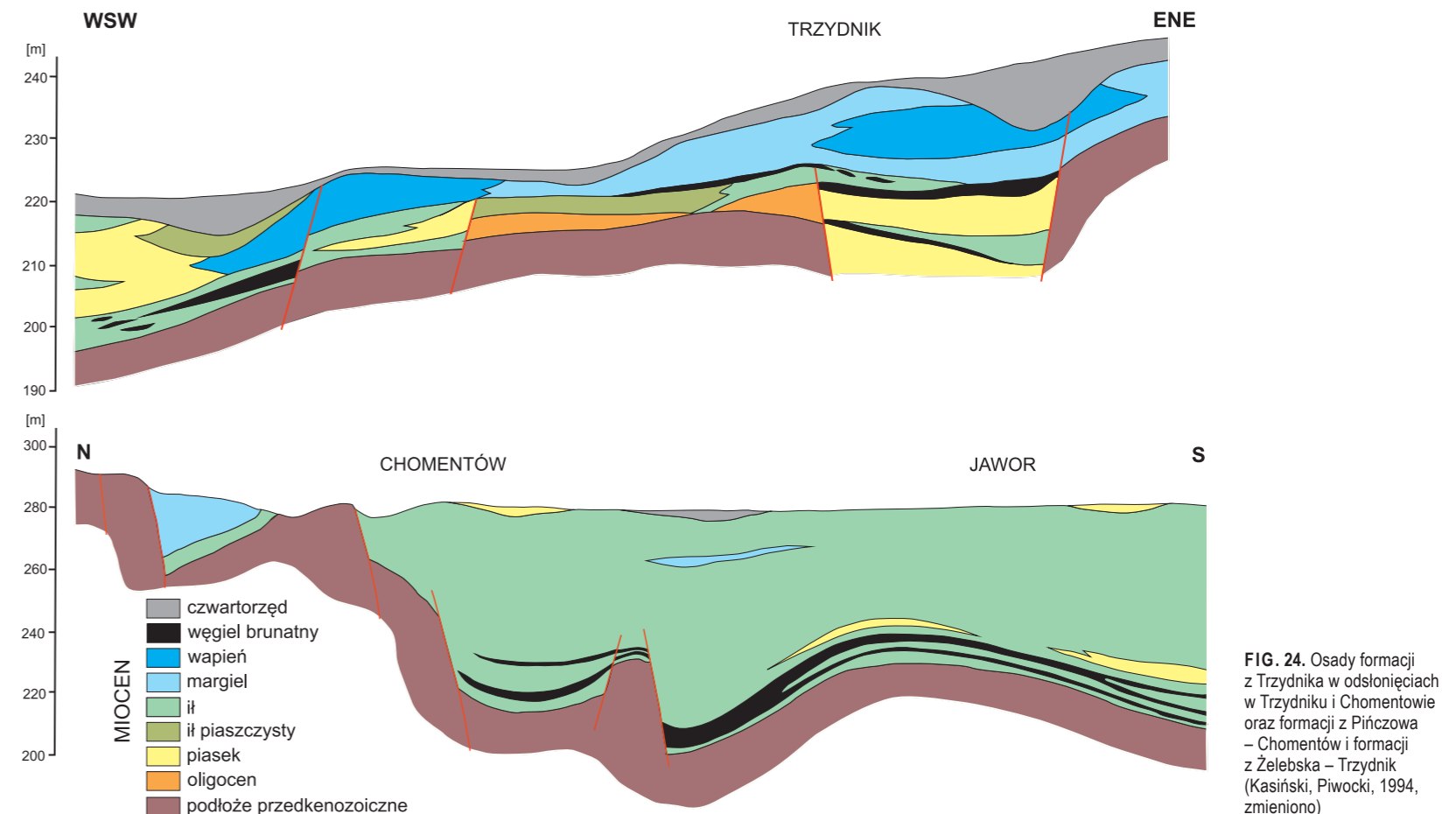
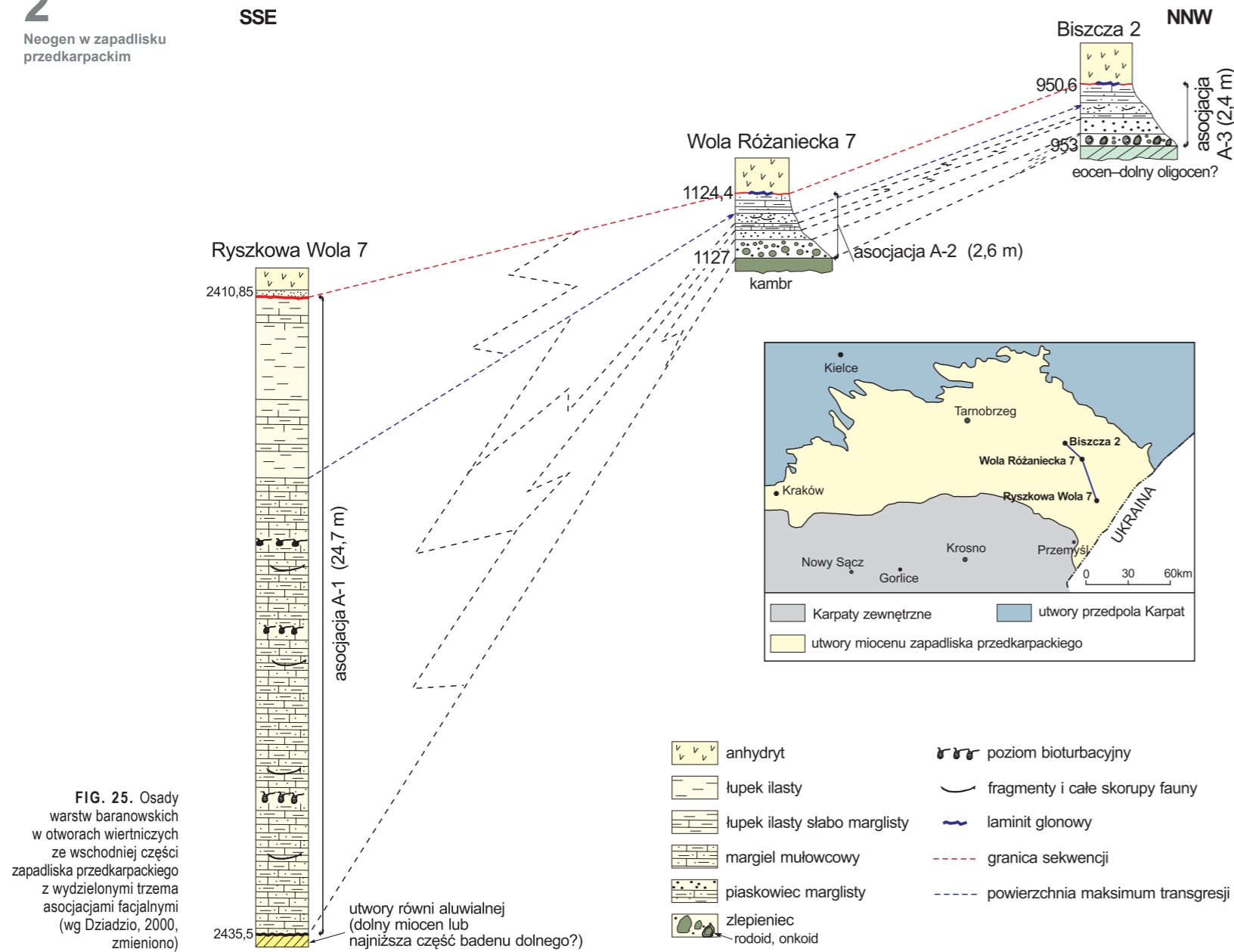


FIG. 24. Osady formacji z Trzydnika w odsłonięciach w Trzydniku i Chomentowie oraz formacji z Pińczowa – Chomentów i formacji z Żelebska – Trzydnik (Kasiński, Piwocki, 1994, zmieniono)

mieniałości bentosowych lub ichnoskamieniałości i jednocześnie często zawierają konkrecje pirytowe oraz uwęglone szczątki roślin, co jest wskaźnikiem warunków anoksycznych (np. Ney, 1969; Czapowski, 1994; Czapowski, Gąsiewicz, 2015).

Na obrzeżach zapadliska przedkarpackiego odpowiednikami formacji z Machowa są formacje z Żelebska, Chmielnika i Janowa (fig. 21, 28). Pierwsza z nich jest wieku późnobańdzkiego, a dwie pozostałe sarmackiego (zob. np. Jasionowski, 1997). Do formacji z Żelebska należą wapień organogeniczny (w tym rafowe) oraz towarzyszące im utwory silikoklastyczne, zawierające pełnomorską faunę i florę, odstaniające się na Roztoczu od doliny Wisły po granicę z Ukrainą (Pisera, 1985; Musiał, 1987; Wysocka i in., 2007). Utwory te są młodsze od osadów ewaporatowych i były łączone do formacji z Pińczowa (zob. Alexandrowicz i in., 1982), która jednak należy do kompleksu podewaporatowego. W porównaniu do podobnych litologicznie osadów węglanowych formacji z Pińczowa nie zawierają one taksonów ciepłolubnej fauny i flory (np. Studencka, 2024), w tym np. koralowców czy dużych otwornic. Do formacji z Chmielnika z kolei należą wapienne i terygeniczne utwory tzw. sarmatu detrytycznego, znane z obrzeża Gór Świętokrzyskich (Rutkowski, 1976; Czapowski, 1984; Czapowski, Studencka, 1990; Łaptaś, 1992; Leszczyński, Nemeček, 2015) oraz

częściowo podobne utwory na zachodnim Roztoczu (Bielecka, 1967; Musiał, 1987; Jasionowski, 1996). Charakteryzują się one ubogą taksonomicznie, lecz często bogatą w osobniki, fauną typową dla środowisk o obniżonym zasoleniu (Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978, 1996; Czapowski, Studencka, 1990; Jasionowski, 1996; Studencka, Jasionowski, 2011). Badania sedymentologiczne osadów z obrzeża Gór Świętokrzyskich wskazują na ich sedymentację w formie barier i nasypów piaszczystych, których materiał pochodził głównie z niszczenia starszych osadów miocenijskich, m.in. zawierają redeponowane badeńskie krasnorosty (Czapowski, Studencka, 1990; Leszczyński, Nemeček, 2015). W obrębie tej formacji, wśród osadów detrytycznych szczególnie na obszarze Roztocza (Musiał, 1987; Pisera 1978; Jasionowski, 1996), a szczytkowo także na obrzeżu Gór Świętokrzyskich (Rutkowski, 1976; Stachacz, 2007), występują charakterystyczne budowle węglanowe (rafy), określane dawniej mianem raf serpulowych (Bielecka, 1967; Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978), a później – raf serpulowo-mikrobiałitowych (Jasionowski, 1996; Studencka, Jasionowski, 2011). Formację z Janowa (Alexandrowicz i in., 1982) tworzą zachowane szczytkowo na Wyżynie Lubelskiej płytkowodne piaszczyste osady z odciskami i ośrodkami sarmackich małżów i ślimaków (Rutkowski, Harasimiuk, 1970; Harasimiuk, Rutkowski, 1972).



2.2.2. Biostratygrafia

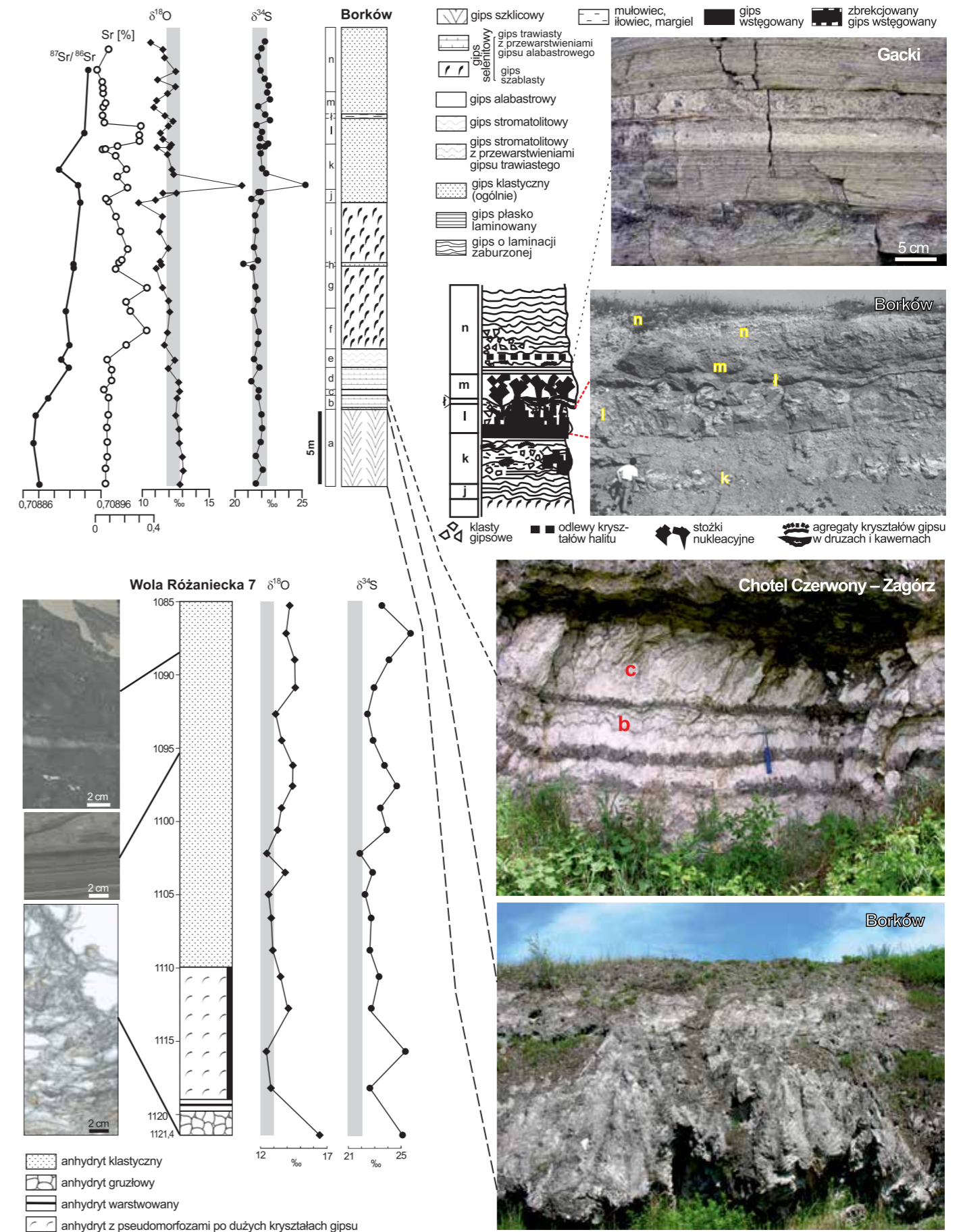
We wczesnym okresie badań podziały biostratigraficzne utworów mioceńskich wypełniających zapadlisko przedkarpackie były oparte na makrofaunie. W przypadku morskich utworów badenu wykorzystywano przede wszystkim małże z grupy przegrzebków (np. Friedberg, 1932; Krach, 1958; Studencka, 1999). W sarmacie, z powodu panujących warunków środowiskowych (obniżone zasolenie), przegrzebki były nieobecne i do rozpoznania stosuje się inne taksony małżowe (zob. Studencka i in., 1998; Studencka, 1999, 2015). Obecnie biostratygrafia zapadliska przedkarpackiego bazuje przede wszystkim na otwornicach i nanoplanktonie (fig. 29). Osady ewaporatowe nie zawierają mikro- i makrofauny, więc nie są wprost datowane biostratigraficznie. Pierwsze prace dotyczące biostratygrafii otwornicowej w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, głównie na Górnym Śląsku, zostały wykonane przez Alexandrowicza (1958, 1963a). Wydzielił on kilka poziomów otwornicowych oznaczonych kombinacją cyfr rzymskich i symboli greckiego alfabetu, które generalnie są stosowane do dzisiaj (Gonera, 1997, 2001). W utworach mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego również wyróżniono kilka poziomów otwornicowych (np. Kirchner, 1956; Łuczowska, 1958; Alexandrowicz, 1963b, 1964; Garecka, Olszewska, 2011; Peryt i in., 2021, 2024), nazwane na podstawie dominujących taksonów. Utwory wypełniające zapadlisko przedkarpackie dają się na podstawie nanoplanktonu korelować z innymi basenami Paratetydy, jak też z regionem śródziemnomorskim (Martini, 1977; Peryt, 1987, 1997, 1999; Dudziak, Łuczowska, 1991; Gaździcka, 1994, 2015; Garecka, Jugowiec, 1999; Garecka, Olszewska, 2011; Oszczypko-Clowes i in., 2012; Lelek i in., 2016; Peryt i in., 2021; Wójcik i in., 2021). Osady te należą do poziomów od NN2 do NN8.

2.2.3. Chronostratygrafia

Wiek bezwzględny osadów mioceńskich wypełniających zapadlisko przedkarpackie został określony w ostatnich latach radiometrycznie poprzez datowanie przewarstwieni osadów wulkanogenicznych (tufitów) metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Wydatowano kilka poziomów tufitowych z utworów podewaporatowych, ewaporatowych i nadewaporatowych w rejonie Krakowa (Bukowski i in., 2010; de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011). W ten sposób określono początek kryzysu salinarnego na $13,81 \pm 0,08$ mln lat temu. Z kolei wiek tufitów w utworach nadewaporatowych z dolnej części formacji z Machowa (warstwy pektenowe) we wschodniej części zapadliska w otworze Babczyn 2 określono na $13,06 \pm 0,11$ mln lat (Śliwiński i in., 2012). Identyczny wiek uzyskano ostatnio dla utworów piroklastycznych związanych z wybuchem wulkanu zlokalizowanego na północnych obrzeżach basenu panońskiego na terenie obecnych Węgier (Karátson i in., 2025), co może wskazywać na źródło materiału piroklastycznego.

2.2.4. Stratygrafia sekwencji

Analiza osadów wypełniających zapadlisko przedkarpackie w ramach stratygrafii sekwencji i stratygrafii sejsmicznej była prowadzona w ostatnim ćwierćwieczu (Dziadzio, 2000; Porębski i in., 2003; Dziadzio i in., 2006; Mastalerz i in., 2006; Porębski, Warchoł, 2006; Leszczyński, Nemeč, 2015). W dużej mierze było to możliwe dzięki temu, że znaczna część zapadliska jest bardzo dobrze rozpoznana sejsmicznie w celu poszukiwań złóż węglowodorów. Na obszarze centralnej i wschodniej części zapadliska Dziadzio (2000) i Dziadzio i in. (2006) w profilu utworów badenu i sarmatu wyróżnili trzy sekwencje depozycyjne trzeciego rzędu (fig. 30).



2

Neogen w zapadlisku przedkarpackim

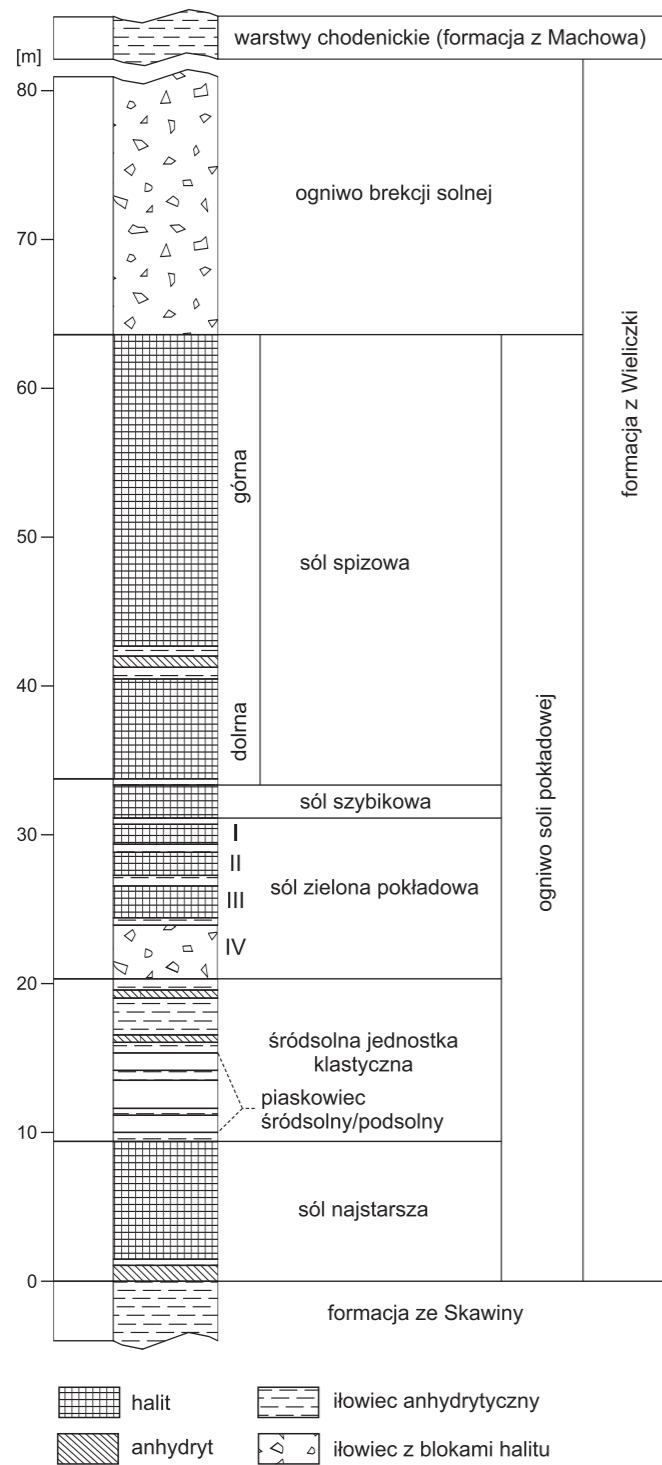


FIG. 27. Profil osadów formacji z Wieliczki (wg Wiewiórki, 1988, zmienione przez Rowana i in., 2020)

Pierwsza sekwencja obejmuje utwory dolnego badenu (większość profilu warstw baranowskich) deponowane w warunkach stopniowego wzrostu, a następnie bardzo szybkiego spadku względnego poziomu morza (fig. 25). Druga obejmuje stropowe części warstw baranowskich, ewaporaty i najniższą część formacji z Machowa (górny baden), które były deponowane w warunkach stopniowego wzrostu poziomu morza. Trzecia to sarmacka część formacji z Machowa, składająca się z co najmniej czterech sekwencji niższego rzędu (zob. Dziadzio, 2000). W rejonie Krakowa w osadach formacji z Machowa (górny baden i dolny sarmat; warstwy chodenickie i grabowieckie) Porębski i in. (2003) wyróżnili sześć sekwencji depozycyjnych czwartego rzędu.

2.2.5. Chemostratygrafia

Badania chemostratygraficzne na obszarze zapadliska przedkarpackiego prowadzono w niewielkim zakresie (Gąsiewicz i in., 2004; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Gąsiewicz, 2015). Gąsiewicz i in. (2004) w kilku rdzeniach z otworów na południe od Tarnobrzega w osadach nadewaporatowych wydzieliłi trzy odrębne poziomy chemostratygraficzne, różniące się cechami geochemicznymi. Cechują się one zmiennymi wartościami izotopowymi tlenu i węgla oraz, z wyjątkiem takiej samej zawartości P₂O₅, średnimi koncentracjami szeregu pierwiastków/składników chemicznych. Przyjmuje się, że są one odzwierciedleniem zmian środowiskowych, jakie nastąpiły podczas sedimentacji tych osadów. Interesujący jest

fakt, że według tych badań granica chemostratygraficzna nie pokrywa się z granicą biostratygraficzną między badenem a sarmatem. Do takich samych wniosków doszli także Czapowski i Gąsiewicz (2015) w związku z badaniami prowadzonymi w otworach Kazimierza Wielka (Donosy) PIG 1 i Busko (Młyny) PIG 1 z SW otoczenia Gór Świętokrzyskich. Pojawienie się sarmackich zespołów faunistycznych i nanoplanktonu nastąpiło w obu tych otworach wcześniej niż zarejestrowana zmiana w składzie geochemicznym utworów przejściowych między badenem a sarmatem.

2.2.6. Magnetostratygrafia

Badania magnetostratygraficzne na obszarze zapadliska przedkarpackiego prowadzono także w niewielkim zakresie. Pierwsze badania magnetostratygraficzne zostały wykonane dla osadów formacji z Machowa z otworu Jamnica-119 (Król, Jeleńska, 1999). Wyniki tych badań są jednak mało wiarygodne – przypisano te osady do magnetochron C3Br.3r i C5n.2n odpowiadających wiekowi 10,7–7,4 mln lat, co jest zdecydowanie za młodą datą. Sant i in. (2015) przeprowadzili pilotowe badania paleomagnetyczne formacji z Machowa w dwóch otworach – Kazimierza Wielka (Donosy) PIG 1 i Busko (Młyny) PIG 1 – z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w których nawiercono granicę baden/sarmat. Również one nie przyniosły zadowalających wyników. Zaobserwowany wzorec polaryzacji R-N-R w badeńskiej części rdzenia otworu Kazimierza Wielka (Donosy) PIG 1 sugeruje niepewną korelację z magnetochronami C5AAr-C5Aan-C5Ar.3r, co z kolei wskazuje na wiek 12,8 ± 0,1 mln lat dla granicy baden/sarmat (fig. 31).

2.2.7. Historia sedimentacji miocennej

Rzeczywisty rozwój zapadliska przedkarpackiego może być podzielony na kilka etapów (Oszczypko, 2006; Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012):

- 1) We wczesnym miocenie nastąpiło przejście ze stadium szczątkowego basenu fliszowego do stadium zapadliska. Pod wpływem obciążenia nasuwającymi się Karpatami utworzyła się na platformie depresja fleksuralna (wewnętrzne zapadlisko; Oszczypko, 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Na początkowym etapie tworzyły się osady lądowe (grubokruczowe osady stożków aluwialnych – formacja z Zawoi) i morskie (iłowce i mułowce – formacja z Zebrzydowic) związane z rozwojem tektoniki blokowej na przedpolu górotworu Karpat fliszowych (Moryc, 2005). Następnie osady te zostały przykryte przez spływy grawitacyjne powstające w czołowej części jednostki podśląskiej (olistostromy formacji z Sucheju i Zamarsk – tzw. „nasunięcia starostyryjskie”, zob. Oszczypko, 2006). Później doszło do intensywnej subsydencji i akumulacji gruboklastycznych osadów stożków aluwialnych (formacja stryszawska), pochodzących zarówno z niszczenia brzegu Karpat, jak i wyniesionych fragmentów platformy (Oszczypko, 2006).
- 2) Wczesno- i środkowobadeńskie poszerzenie basenu nastąpiło na skutek transgresji morskiej na północne przedpole Karpat fliszowych. W wyniku tej wczesnobadeńskiej transgresji północny brzeg basenu przesunął się 30–100 km na północ. Od tego czasu aż do schyłku rozwoju zapadliska tempo subsydencji było wyższe niż tempo sedimentacji, co skutkowało dominacją sedimentacji morskiej (Oszczypko, 2006). Otwarte połączenia basenu zapadliska z obszarem panońskim, a za jego pośrednictwem z obszarem śródziemnomorskim (Popov i in., 2004), pozwoliły na zapanowanie warunków normalnomorskich. Panował wtedy ciepły klimat (środkowomiocenne optimum klimatyczne – MMCO), co manifestowało się obecnością różnych ciepłolubnych taksonów (Studencka, 2024). W stropowej części formacji ze Skawiny obserwuje się, na podstawie danych mikrofaunistycznych i izotopowych, stopniowe ochłodzenie związane ze stadium przejściowym środkowomiocennego klimatu, następujące po MMCO (Gonera, Bukowski, 2012; Gonera, 2018). W zachodniej części zapadliska przedkarpackiego szybka subsydencja skutkowałą powstaniem dużej miąższości osadów basenowych (formacja skawińska), przy czym na południu był widoczny wyraźny wpływ erozji nasuwającego się górotworu Karpat fliszowych (obecność gruboklastycznych osadów). W części wschodniej z kolei dominowała depozycja utworów bardziej płytkowodnych/szelfowych niewielkiej miąższości (warstwy baranowskie). Na południowych obrzeżach zapadliska głęboko wcięte paleogeńskie doliny były wypełnione osadami dolnego i środkowego miocenu (dolny i środkowy baden; Głuszynski, Aleksandrowski, 2016). Na północnych obrzeżach tworzyły się litoralne osady węglanowe i piaszczyste (formacja z Pińczowa). Jedynie lokalnie, w izolowanych przejściowych lądowo-morskich środowiskach bagiennych, powstawały utwory burowęglowe (formacja z Trzydnika).
- 3) Kryzys salinarny w późnym badenie rozpoczął się od sedimentacji ewaporatów (formacje z Wieliczki i Krzyżanowic). Było to związane z początkiem środkowomiocennego globalnego ochłodzenia Mi3b 13,81 ± 0,08 mln lat temu (de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011) i izolacją basenu zapadliska od innych basenów

2

Neogen w zapadlisku przedkarpackim

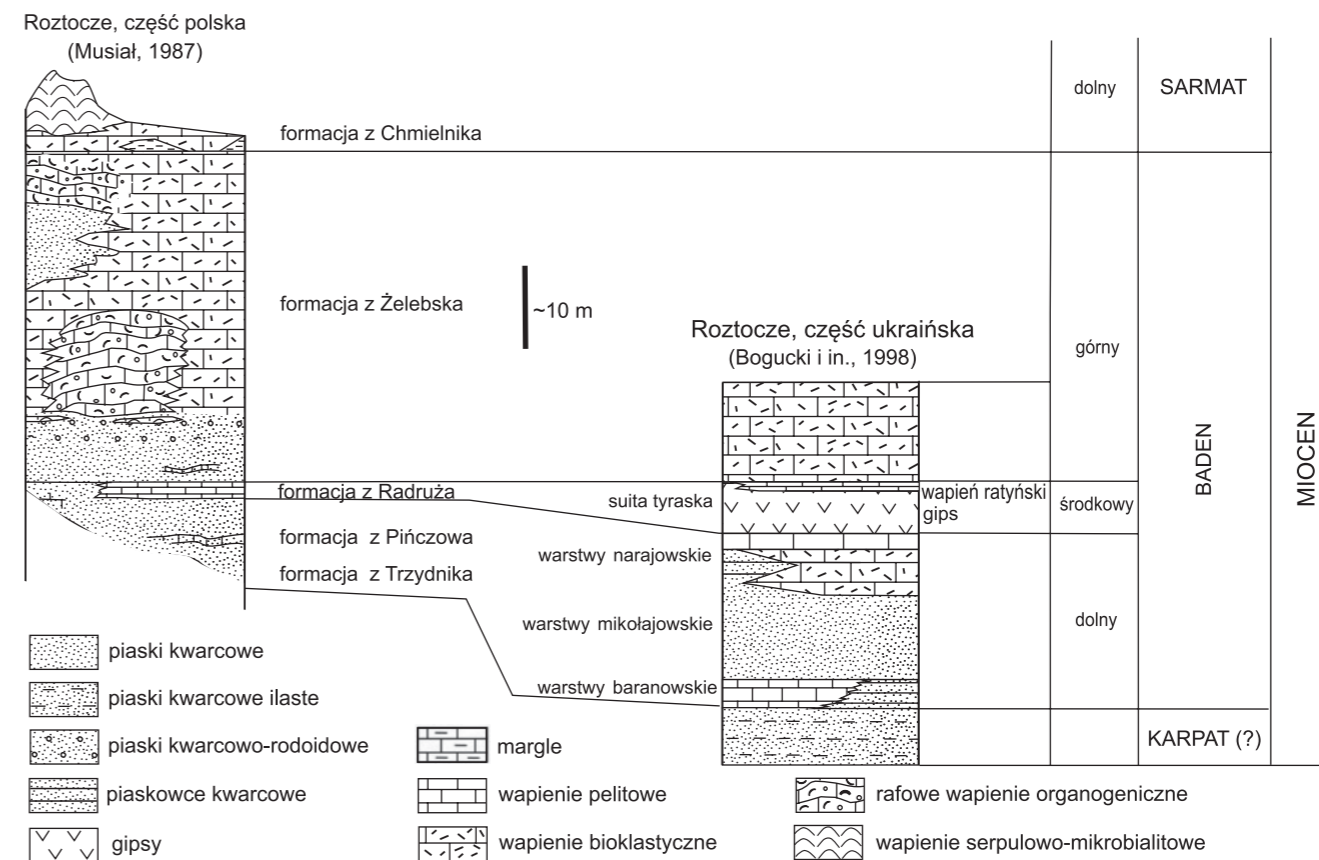


FIG. 28. Podziały litostratygraficzne utworów badenu i sarmatu obszaru Roztocza w Polsce i na Ukrainie (Jasionowski i in., 2012, zmieniono)

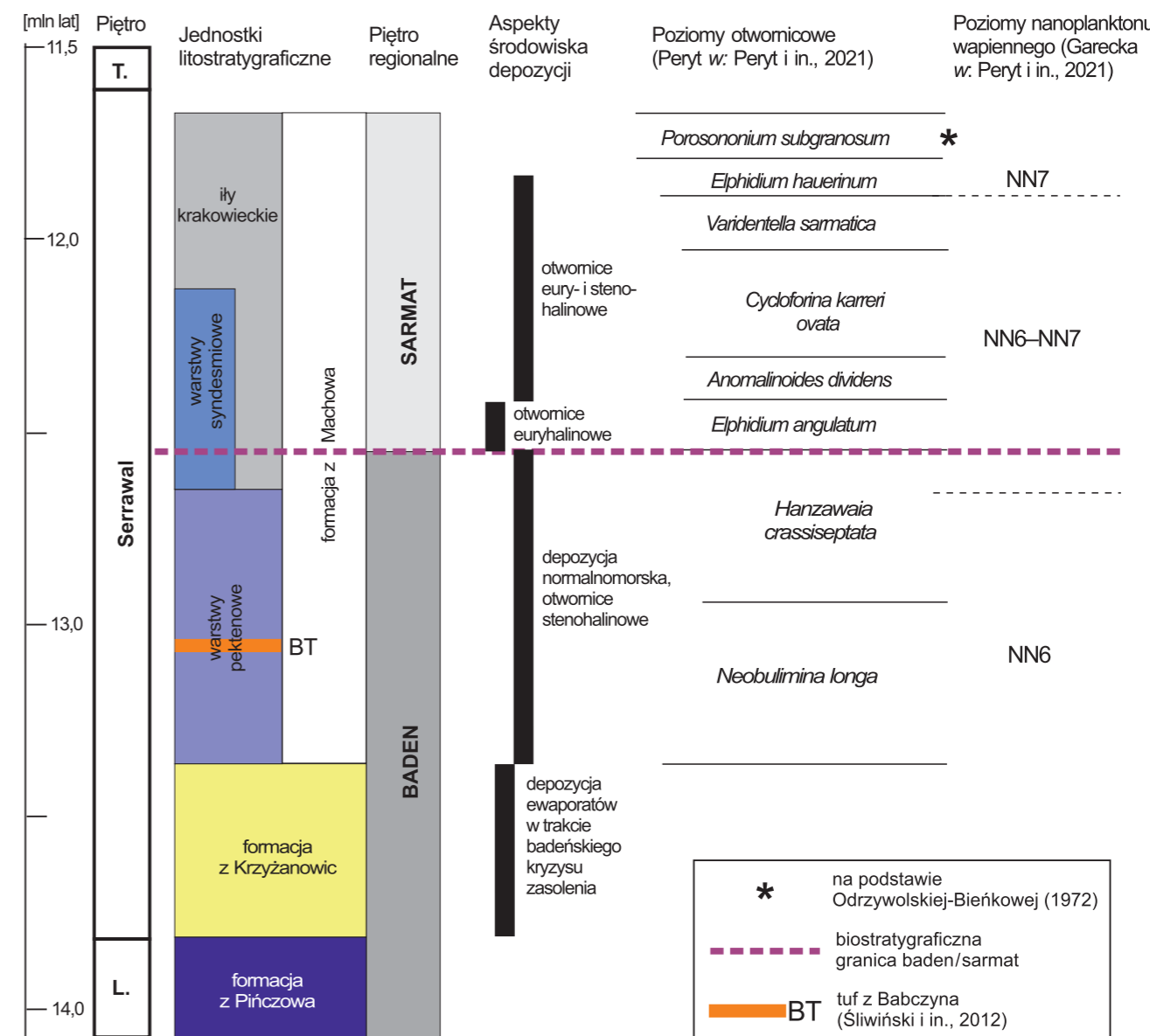


FIG. 29. Biostratygrafia otwornicowa osadów nadewaporatowych w otworze Babczyn 2 (Peryt i in., 2024b, zmieniono)

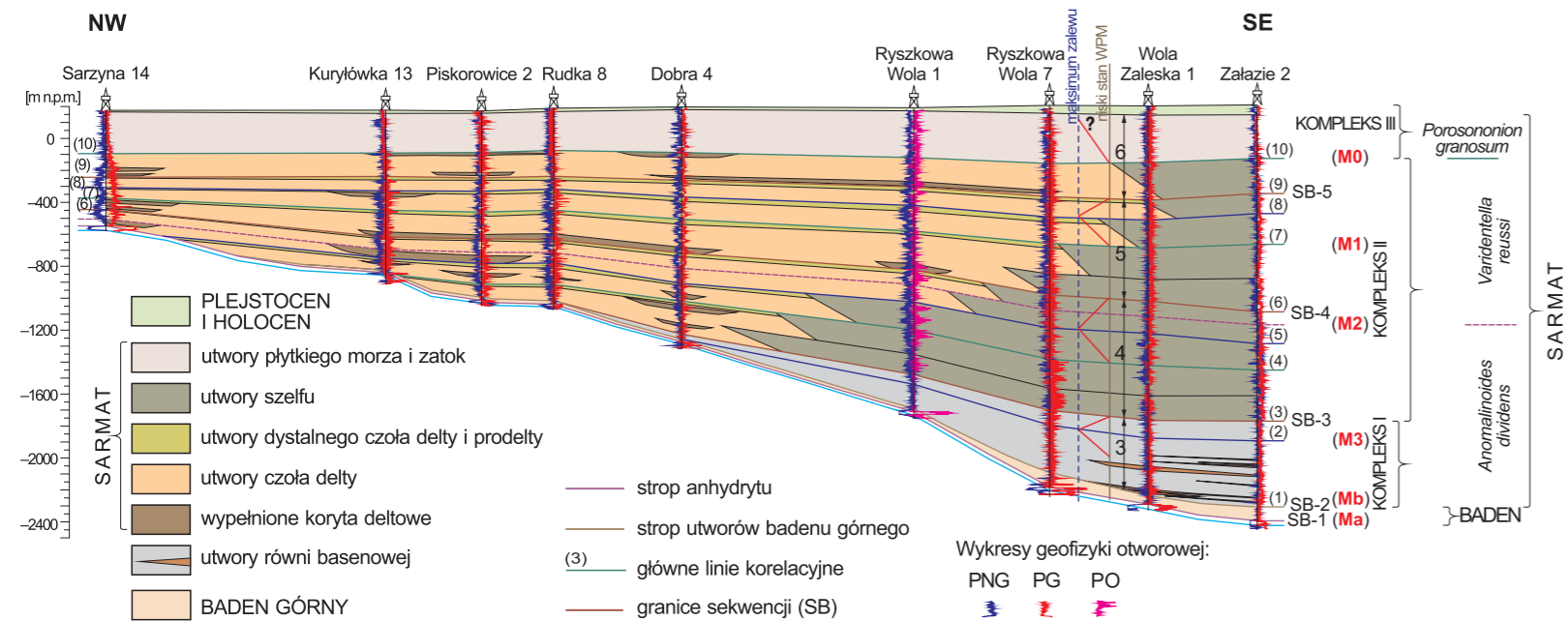


FIG. 30. Sekwencje depozycyjne w osadach badenu i sarmatu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Dziadzio i in., 2006): PNG – profilowanie neutron-gamma, PG – profilowanie gamma; PO – profilowanie oporności

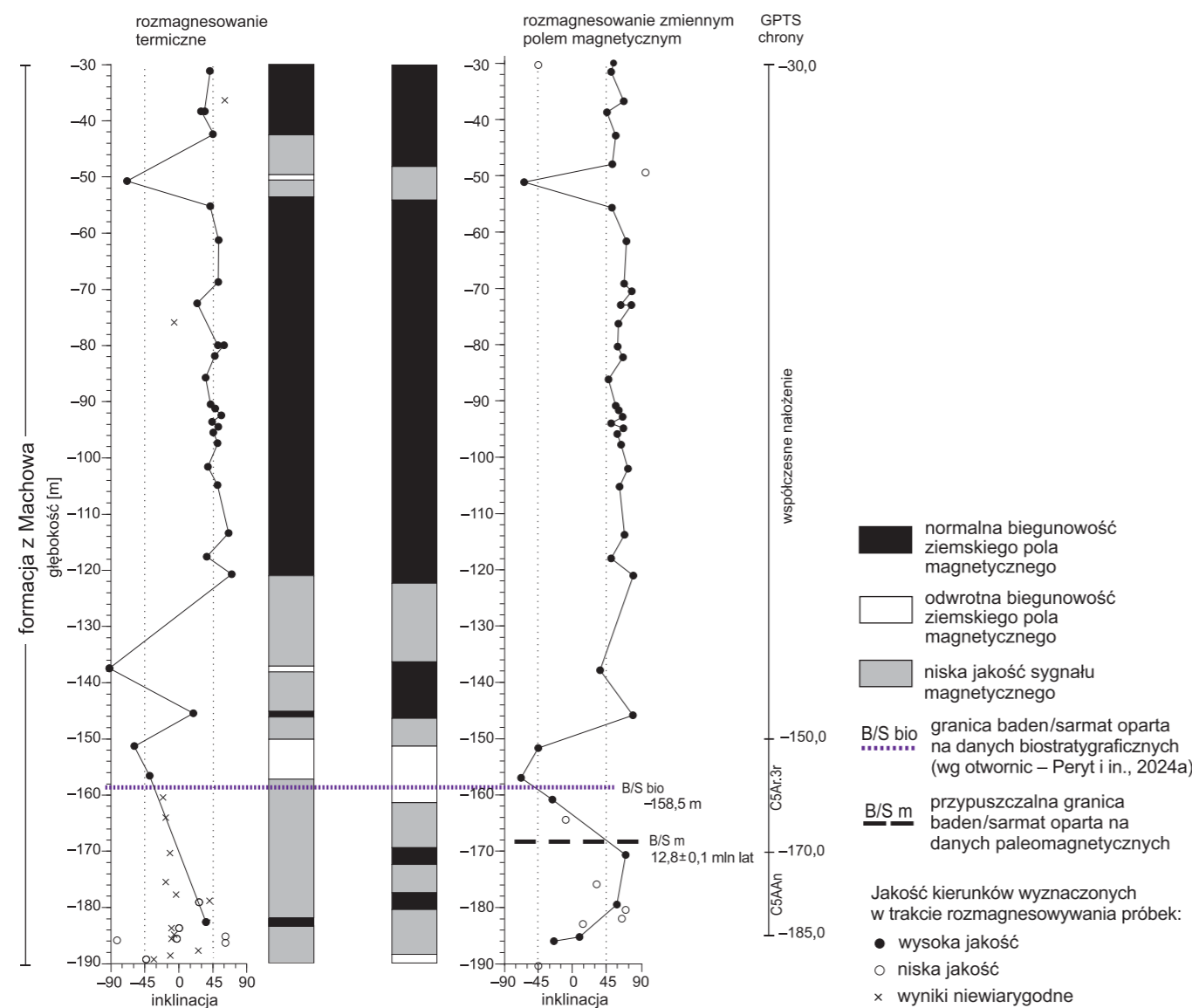


FIG. 31. Wyniki badań magnetostratigraficznych w otworze wiertniczym Kazimierza Wielkiego (Donosy) PIG 1 (Sant i in., 2015, zmieniono)

paratetydzkich (Popov i in., 2004). W czasie sedymentacji ewaporatów istotną rolę odgrywał dopływ wód rzecznych (Garlicki, Wiewiórka, 1981; Garcia Veigas i in., 1997; Petrichenko i in., 1997; Bukowski i in., 2001; Cendón i in., 2004; Schreiber i in., 2007; Dopieralska i in., 2024). Ważnym czynnikiem warunkującym depozycję ewaporatów była ewolucja orogenu karpackiego, której odzwierciedleniem jest wyraźna, wspomniana wyżej, dwuzielność profili ewaporatowych. Sedymentacja ewaporatów ustąpiła ok. 13,32 ± 0,07 mln lat temu (de Leeuw i in., 2018).

4) Późnobańskie-sarmackie baseny terminalne istniały po kryzysie salinarnym. Nastąpił wtedy na krótki czas powrót do normalnomorskiej sedymentacji. Zarys tego basenu w planie był zbliżony do tego z okresu przed sedymentacją ewaporatów. Następnie, na skutek zmian paleogeograficznych, nastąpiło zerwanie połączeń z basenem panońskim i szerokie otwarcie basenu zapadliska na Paratetydę Wschodnią. Granica biostratigraficzna między badenem a sarmatem w zapadlisku przedkarpackim, tak jak w całej Paratetydzie Środkowej, ma charakter ekostratigraficzny i jest wyznaczona przez drastyczne zmiany w składzie makro- i mikrofauny (przełom faunistyczny znany jako *Badenian-Sarmatian Extinction Event* – zob. Harzhauser, Piller, 2007). Początek sarmatu wyznacza całkowity zanik fauny stenohalinowej związanej ze zmianą chemizmu wód (od wód normalnomorskich w badenie do wód o obniżonym zasoleniu w sarmacie – zob. Studencka, Jasionowski, 2011; Śliwiński i in., 2012; Peryt i in., 2024a, b). Był on skutkiem zmian paleogeograficznych – basen zapadliska przedkarpackiego stracił połączenia z pozostałymi basenami Paratetydy Środkowej (basenem panońskim) i jednocześnie uzyskał szerokie połączenie z Paratetydą Wschodnią, stając się jej integralną częścią (Popov i in., 2004; Studencka, Jasionowski, 2011). To z kolei skutkuje koniecznością stosowania w stratygrafii sarmatu wydzieleni chrono- i biostratigraficznych właściwych dla Paratetydy Wschodniej. Sprowadza się to do wydzielania sarmatu s.l. i niewydzielania panonu, gdyż młodszych osadów niż sarmat s.l. w zapadlisku przedkarpackim nie znaleziono. Spągowe, badenkie partie formacji z Machowa w SE części zapadliska przedkarpackiego tworzyły się w warunkach otwartej sedymentacji z zawiesziny w środowisku głębokiego szelfu zewnętrznego. Wskazuje na to ich charakterystyka sedymentologiczna (drobnolaminowane łupki ilaste), obecność pelagicznej fauny (skrzydłonogi) i palinofacje (Dziadzio, 2000). Wyżej, w jeszcze górnobańskiejszej części profilu, zaznacza się obecność osadów prądów zawieszinowych. W sarmackiej części profilu (iły krakowieckie) wyróżniono trzy różne kompleksy osadowe: równi basenowej, osadów deltowych nasypów przyujściowych i osadów zatok (Dziadzio, 2000; Dziadzio i in., 2006). Sedymentacja utworów tworzących formację z Machowa na południe od Gór Świętokrzyskich odbywała się w stonkunkowo głębokim i spokojnym zbiorniku morskim z zawiesziny i była przerywana epizodami dynamicznej depozycji z prądów gęstościowych – tworzyły się turbidyty zawierające grube przewarstwienia piaszczyste (Czapowski, 1994; Czapowski, Gaśiewicz, 2015). U schyłku depozycji utworów formacji z Machowa na tym obszarze pojawiły się, na skutek możliwego spłycenia i rosnącej dostawy materiału klastycznego ze strefy brzegowej, osady piaszczyste o cechach dystalnej strefy delt rzecznych i delt przyujściowych przesmyków (formacja z Chmielnika; Czapowski, Studencka, 1990; Leszczyński, Nemeč, 2015). W rejonie Krakowa osady formacji z Machowa tworzyły się w warunkach deltowo-szelfowych (Porębski, Oszczytko, 1999; Porębski i in., 2003; Porębski, Warchoł, 2006). Powstały wtedy delty krawędziowe zasilane przez rzeki z Karpat. Niosły one dużą ilość zawiesziny o wysokim stosunku muł/piasek, co sprzyjało tworzeniu się długotrwałych prądów zawieszinowych o charakterze przepływów hiperpikalnych (Porębski, Warchoł, 2006). W północnej strefie marginalnej powstawały płytkowodne osady węglanowe (w tym rały na Roztoczu) i klastyczne (formacje z Żelebska i Chmielnika). Na koniec doszło do transgresji morza sarmackiego na obszar obecnej Wyżyny Lubelskiej, po której pozostały piaszczyste utwory należące do formacji z Janowa.

2.3. PLECEN NA OBSZARZE ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO

Do plicenu są przypisywane osady zwirowe o miąższości do 10 m, pozbawione morskich skamieniałości. Nie są one związane genetycznie z rozwojem zapadliska przedkarpackiego i stanowią osobny etap sedymentacji neogeńskiej na tym obszarze. Występują ponad osadami mioceńskimi w wielu miejscach na obszarze zapadliska przedkarpackiego – Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska,

1987) i jej obrzeży, m.in. w okolicach między Osiekiem a Tarnobrzegiem (Makowska, 1987), w rejonie Buska (Walczowski, 1977) i Krakowa (Rutkowski, 1987). Najbardziej znanymi utworami tego rodzaju są tzw. zwirowe witowskie (seria witowska) występujące w rejonie między Brzeskiem Nowym a Koszycami (fig. 32; Łyczewska, 1948; Nawrocki, Wójcik, 1990; Brud, Worobiec, 2003; Brud, 2004; Rauch-Włodarska i in., 2006; Mol i in., 2024). Są to utwory fluwialne rzeki roztokowej (Brud, Worobiec, 2003; Mol i in., 2024). Wiek tych utworów był przedmiotem dyskusji – postulowano wiek od miocenu po czwartorzęd (zob. Brud, Worobiec, 2003), jednak znalezione w nich szczątki makroflory wskazują na powstanie w późnym miocenie lub pliocenie (Brud, Worobiec, 2003).

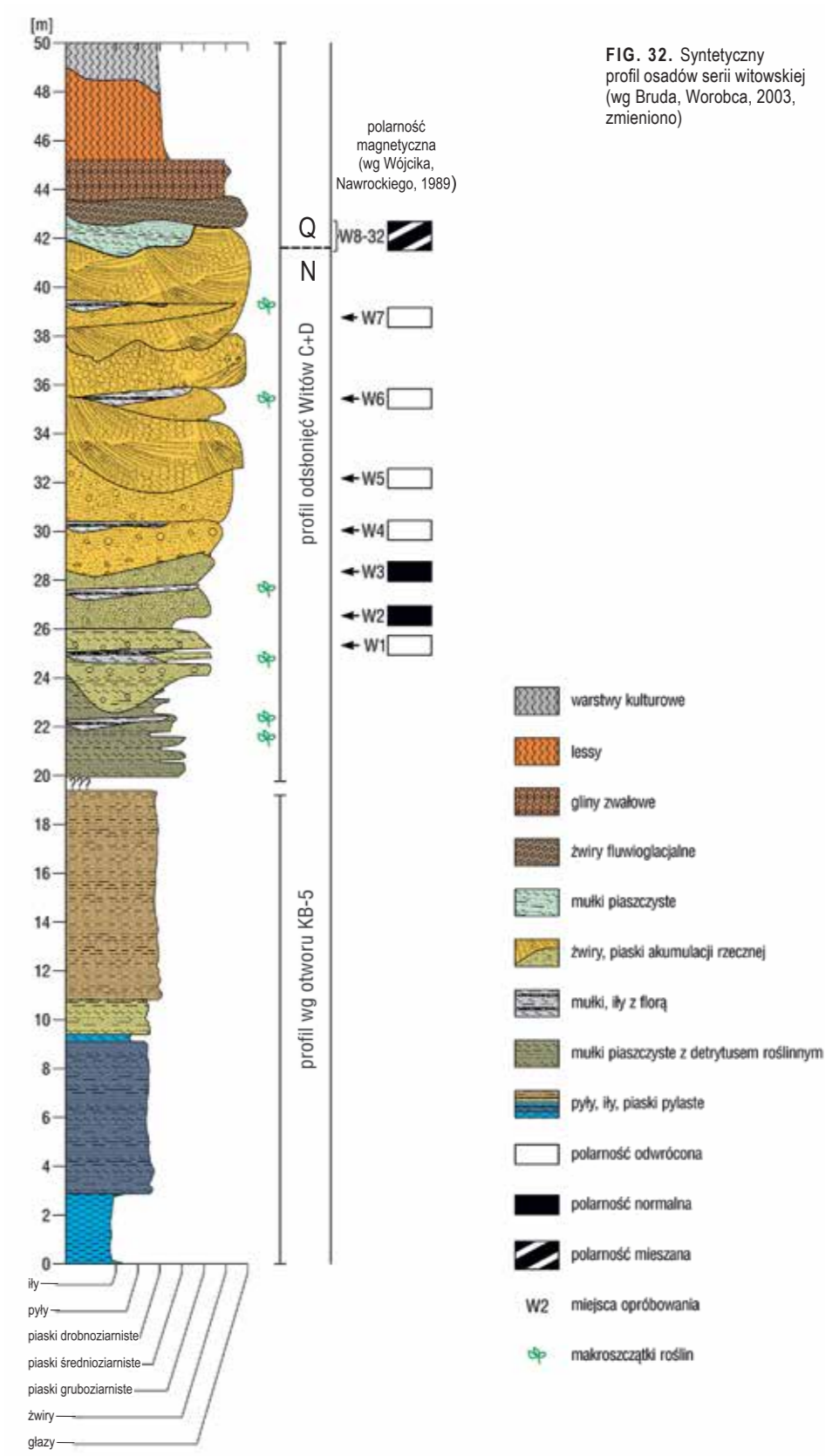


FIG. 32. Syntetyczny profil osadów serii witowskiej (wg Bruda, Worobca, 2003, zmieniono)

Neogen Karpat

Tomasz Malata

Utwory neogenu w Karpatach zewnętrznych nie są zbyt rozprzestrzenione, za to są silnie zróżnicowane pod względem genezy, wykształcenia litologicznego i pozycji (tab. 3). Ogólnie obejmują:

- 1) dolnomiocenijskie osady morskie powstałe w schyłkowym okresie istnienia basenów karpaccyckich;
- 2) niezgodnie leżące na osadach basenu Karpat zewnętrznych miocenijsko-pliocenijskie osady zapadlisk śródogórskich, być może o charakterze basenów *pull-apart*, które rozpoczynają się osadami lądowymi i słodkowodnymi, a ku górze miejscami (Kotlina Sądecka) przechodzą w osady morskie;
- 3) miocenijskie osady zapadliska przedkarpaccyckiego, które transgreduwały na sfałdowane i zerodowane osady basenu Karpat zewnętrznych; występują głównie w brzeżnej, północnej części Karpat.

Przynależność wiekowa szeregu osadów, którym przypisuje się wiek neogeński, jest kontrowersyjna ze względu na wykluczające się oznaczenia wiekowe różnych grup skamieniałości, a w przypadku osadów lądowych ze względu na trudności z datowaniem. Osady neogenu powstałe w basenie Karpat zewnętrznych są wyróżniane w profilach jednostek: skolskiej, podśląskiej, śląskiej i magurskiej. W pierwszych trzech obecność osadów dolnego miocenu nie budzi żadnych wątpliwości. Obejmują one niewielkie części warstw menilitowych, przejściowych i krośnieńskich dolnych oraz w całości warstwy krośnieńskie górne (Ślęzak i in., 1995). Granica oligocen/miocen w profilach znajduje się powyżej korelacyjnych poziomów wapienia z Jasła i wapienia z Zagórza (Haczewski, 1989) oraz poniżej spągu warstw krośnieńskich górnych.

W jednostkach śląskiej i podśląskiej osady neogenu są wykształcone jako warstwy krośnieńskie dolne (fig. 33A, B) i górne (fig. 33A, C). W najbardziej NE częściach tych jednostek w Polsce (rejon Ustrzyk Dolnych) neogeńska część warstw krośnieńskich dolnych to grubolawicowe, drobnoziarniste, nielaminowane piaskowce wapienste z muskowitem – tzw. piaskowce typu leskiego (lub facji leskiej), przelawicane cienkimi, szarymi łupkami mułowcowymi. W kierunku południowym i zachodnim są one zastępowane przez cienko- lub średniolawicową serię piaskowcowo-lupkową z podrzędnymi przelawicami piaskowców grubolawicowych, a jeszcze dalej przez serię łupków mułowcowych z przelawicami cienkolawicowymi, laminowanych piaskowców. Ponad warstwami krośnieńskimi dolnymi (wyłącznie na obszarze na wschód od Leska) osadzili się warstwy krośnieńskie górne. Ich profil rozpoczyna pakiet bardzo grubolawicowych, grzbietotwórczych piaskowców z glaukonitem (piaskowce z Ostrego). Nad nim osadziła się seria piaskowcowo-lupkowa złożona z cienko- i średniolawicowych piaskowców muskowitzowych laminowanych przekątnie lub konwolucyjnie oraz muskowitzowych, szarych łupków mułowcowych. Profil warstw krośnieńskich górnych kończy seria łupkowa, w której szare łupki mułowcowe zdecydowanie prze-

ważają nad piaskowcami. Maksymalna miąższość osadów neogenu w jednostce śląskiej sięga ok. 2000 m. Osady dolnego miocenu występują głównie we wschodniej i środkowej części tych jednostek w Polsce.

Jankowski (1997) wydzielił powyżej warstw krośnieńskich w rejonie Gorlic (jednostka śląska) oligocenijsko-dolnomiocenijskie warstwy z Gorlic o charakterze ilułowców z blokami fiiszowymi i egzotykami. Później Jankowski (2007) nazwę tę rozciągnął na wszystkie tzw. osady chaotyczne w Karpatach (niezależnie od jednostki tektonicznej) zarówno o genezie tektonicznej, jak i sedymentacyjnej. Istnienie i charakter tych utworów wymaga niewątpliwie weryfikacji.

W jednostce skolskiej spąg osadów neogenu znajduje się w obrębie piaskowców grubolawicowych typu leskiego warstw krośnieńskich dolnych (część SE), łupków szarych i brunatnych z przelawicami piaskowców muskowitzowych (warstwy przejściowe) lub brunatnych, bezwapienistych łupków bitumicznych z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców cienkolawicowych (warstwy menilitowe). Wydzielenia te są diachroniczne – ogólnie warstwy krośnieńskie dolne

TAB. 3. Schemat litostratigraficzny neogenu w Karpatach

| Nazwa | Kreator | Definicja | Synonimy | Dolna granica | Górna granica | Miąższość [m] | Występowanie | Litologia | Skamieniałości | Oddział, pododdział |
|--|------------------------------------|--|---|---|---|---------------|--|---|---|-----------------------|
| Warstwy menilitowe | Glocker (1843) | seria o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych | formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996*); formacja menilitowa z Rudawki Rymanowskiej (Golonka i in., 2013*) | gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne łupki bitumiczne lub piaskowce | pojawienie się wśród brunatnych łupków piaskowców muskowitzowych i (lub) szarych mułowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry | 650 | jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska, przedmagurska (neogen tylko w jednostce skolskiej) | brunatne łupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkolawicowych piaskowców, rogocami i marglami w dolnej części oraz pakietem grubolawicowych, kwarcowych piaskowców kiliwskich | otwornice, nanoplankton wapienny, ryby (Kotlarczyk i in., 2006) | oligocen–dolny miocen |
| Warstwy przejściowe | – | seria o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne, niekiedy piaskowce kiliwskie), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitzowe, szare mułowce); wydziela się je tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe | formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo z Dolżycy (Wójcik i in., 1996*); formacja menilitowa, ogniwo z Jutnej (Kotlarczyk i in., 2006*); warstwy przejściowe z Liskowatego (Malata, Zinnal, 2016) | pojawienie się w profilu wśród łupków brunatnych piaskowców lub mułowców typu warstw krośnieńskich; niekiedy pakiet o litotypie warstw krośnieńskich w obrębie warstw menilitowych w jednostce skolskiej określa się nazwą warstwy łopianieckie | zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mułowców typu warstw krośnieńskich | 800 | jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska (neogen tylko w jednostce skolskiej) | przelawicujące się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mułowce z muskowitem i zwykle grubolawicowe piaskowce muskowitzowe typu warstw krośnieńskich | otwornice, nanoplankton wapienny | oligocen–dolny miocen |
| Warstwy krośnieńskie | Tietze (1889) | miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitzowych powyżej warstw menilitowych | formacja krośnieńska i formacja ze Strzyżowa (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska (Golonka i in., 2013*) | pojawienie się w profilu utworów o dominacji piaskowców muskowitzowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem | koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych | 4000 | jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska, przedmagurska (neogen w jednostkach skolskiej, podśląskiej i śląskiej, być może też w przedmagurskiej) | seria o dominującym udziale piaskowców muskowitzowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitzowych, wyżej jest piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolucyjnie piaskowcami średnio- i cienkolawicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem | otwornice, nanoplankton wapienny | oligocen–dolny miocen |
| Warstwy krośnieńskie dolne | Horwitz (1930); sensu Żgiet (1961) | miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitzowych powyżej warstw menilitowych | formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996*) | pojawienie się w profilu utworów o dominacji piaskowców muskowitzowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem | przejście (zwykle dość wyraźne) w piaskowce z Ostrego, łupki z Niebylica lub serię piaskowcowo-lupkową warstw krośnieńskich górnych lub granica erozyjna (koniec sedymentacji w jednostkach: dukielskiej, przedmagurskiej i większości śląskiej) | 4000 | jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska, przedmagurska (neogen w jednostkach skolskiej, podśląskiej i śląskiej, być może też w przedmagurskiej) | seria o dominującym udziale piaskowców muskowitzowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitzowych, wyżej jest piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolucyjnie piaskowcami średnio- i cienkolawicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem | otwornice, nanoplankton wapienny | oligocen–dolny miocen |
| Warstwy krośnieńskie górne | Horwitz (1930); sensu Żgiet (1961) | cienko- lub średniolawicowe osady złożone z laminowanych piaskowców muskowitzowych oraz szarych łupków mułowcowych | formacja ze Strzyżowa (Wójcik i in., 1996*) | przejście (zwykle bardzo wyraźne) muskowitzowych utworów o zmiennej proporcji piaskowców i łupków mułowcowych w piaskowce z Ostrego (wschodnia część jednostki śląskiej); przejście grubolawicowych piaskowców muskowitzowych lub brunatnych łupków bitumicznych w łupki z Niebylica lub serię piaskowcowo-lupkową warstw krośnieńskich górnych (jednostka skolska) | granica erozyjna (koniec sedymentacji) | 1500 | wschodnia część jednostki śląskiej (na wschód od Leska) i jednostka skolska | zwykle drobno- lub średniolawicowe osady piaskowcowo-lupkowe, miejscami przechodzące ku górze w utwory łupkowe; składają się z laminowanych przekątnie lub konwolucyjnie szarych, wapienistych piaskowców muskowitzowych oraz szarych, marglistych łupków mułowcowych; w spągu pakiet grubolawicowych piaskowców glaukonitowych z Ostrego (jednostka śląska) lub pakiet o przewadze łupków (łupki z Niebylica, jednostka skolska), w części stropowej lokalnie (centralna część jednostki skolskiej) diatomity z Leszczawki i piaskowce z Jawornika | otwornice, nanoplankton wapienny, okrzemki | dolny miocen |
| Piaskowce facji leskiej | Żyto (1968) | grubolawicowe piaskowce muskowitzowe, zwykle tylko w dolnej części warstw krośnieńskich dolnych, w NE części jednostki śląskiej i w jednostce skolskiej obejmują cały profil tych warstw | formacja krośnieńska, ogniwo piaskowców z Leska (Wójcik i in., 1996*) | początek zwartego pakietu grubolawicowych piaskowców muskowitzowych powyżej warstw menilitowych lub przejściowych | stopniowe przejście w drobno- lub średniolawicowe osady piaskowcowo-lupkowe lub szybkie przejście w piaskowce z Ostrego (wschodnia część jednostki śląskiej), lub w łupki z Niebylica, lub serię piaskowcowo-lupkową warstw krośnieńskich górnych (jednostka skolska) | 2300 | jednostki: śląska, podśląska i skolska | grubolawicowe, nielaminowane, zwykle drobno- lub średniolawicowe, wapienste piaskowce silnie muskowitzowe z podrzędnymi przelawicami szarych łupków mułowcowych, marglistych | otwornice, nanoplankton wapienny | oligocen–dolny miocen |
| Piaskowce z Ostrego | Bieda i in. (1963) | bardzo grubolawicowe, twarde piaskowce glaukonitowe w obrębie warstw krośnieńskich | formacja ze Strzyżowa, warstwa piaskowców glaukonitowych z Ostrego (Wójcik i in., 1996*) | ostra granica cienko- lub średniolawicowych utworów piaskowcowo-lupkowych lub rozspitych piaskowców muskowitzowych z bardzo grubolawicowymi piaskowcami glaukonitowymi | ostra granica bardzo grubolawicowego piaskowca glaukonitowego z średnio- lub cienkolawicowymi osadami piaskowcowo-lupkowymi | 80 | jednostka śląska na wschód od Leska | bardzo grubolawicowe, drobno- lub średniolawicowe, twarde, grzbietotwórcze piaskowce glaukonitowe | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny miocen |
| Warstwy z Gorlic | Jankowski (1997) | utwory ilaste z egzotykami interpretowane jako osady chaotyczne o genezie zarówno sedymentacyjnej, jak i tektonicznej | formacja gorlicka (Golonka i in., 2013*) | nie tworzą profilu z innymi wydzieleniami, chociaż w niektórych przypadkach są uważane za nadkład warstw krośnieńskich | nie tworzą profilu z innymi wydzieleniami | 300? | całe Karpaty zewnętrzne (?) | zielone, szare, popielate i czarne ilułowki, zluźnione, z licznymi blokami skał karpaccyckich i egzotykami | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny miocen |
| Łupki z Niebylica | Żyto (1968) | osady typu warstw krośnieńskich o przewadze łupków marglistych mułowcowych pomiędzy utworami w przewadze piaskowcowymi lub pomiędzy łupkami brunatnymi warstw menilitowych a warstwami krośnieńskimi górnymi | formacja ze Strzyżowa, ogniwo łupków z Niebylica (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Niebylica (Golonka i in., 2013*) | przejście łupków brunatnych lub grubolawicowych piaskowców muskowitzowych facji leskiej w osady łupkowo-piaskowcowe o przewadze szarych łupków mułowcowych | stopniowe przejście utworów łupkowo-piaskowcowych o przewadze szarych łupków mułowcowych w cienko- lub średniolawicowe osady piaskowcowo-lupkowe warstw krośnieńskich górnych (o przewadze piaskowców) | 100 | jednostka skolska | szare, margliste, grubolupliwe łupki mułowcowe z przelawicami muskowitzowych piaskowców drobnoziarnistych, cienko-, średnio- i grubolawicowych oraz łupków brunatnych | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny miocen |
| Seria piaskowcowo-lupkowa warstw krośnieńskich górnych | – | cienko- lub średniolawicowe utwory piaskowcowo-lupkowe powyżej piaskowców z Ostrego lub łupków z Niebylica | formacja ze Strzyżowa, ogniwo z Gór Słonnych (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Capora (Kotlarczyk i in., 2006*) | przejście piaskowców z Ostrego lub łupków z Niebylica w cienko- lub średniolawicowe utwory piaskowcowo-lupkowe | dość szybkie przejście utworów piaskowcowo-lupkowych w osady złożone głównie z szarych łupków mułowcowych (seria łupkowa warstw krośnieńskich górnych) lub erozyjna (koniec sedymentacji) | 1000 | wschodnia część jednostki śląskiej (na wschód od Leska) i jednostka skolska | cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane konwolucyjnie lub przekątnie, wapienste, muskowitzowe z podrzędnymi przelawicami szarych, marglistych łupków mułowcowych | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny miocen |

| Nazwa | Kreator | Definicja | Synonimy | Dolna granica | Górna granica | Miaższość [m] | Występowanie | Litologia | Skamieniałości | Oddział, pododdział |
|--|--------------------------|---|---|--|---|-----------------------------|---|---|--|----------------------------|
| Seria łupkowa warstw krośnieńskich górnych | – | osady głównie łupkowe w stropowej części warstw krośnieńskich górnych | formacja ze Strzyżowa, ogniwo łupków z Manasterca (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Dydni (Kotlarczyk i in., 2006*) | dość szybkie przejście utworów piaskowcowo-lupkowych w osady złożone głównie z szarych łupków mulowcowych (seria łupkowa warstw krośnieńskich górnych) | erozyna (koniec sedimentacji) | 450 | wschodnia część jednostki śląskiej (na wschód od Leska) i jednostka skolska | szare, margliste, grubolupliwe łupki mulowcowe z podrzędnyimi przelawieniami muskowitzkich piaskowców cienkolawicowych lub laminowanych mulowców piaszczystych | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny miocen |
| Diatomy z Leszczawki | Kotlarczyk (1966) | lokalnie rozwinęty pakiet diatomitowy o charakterze spływu podmorskiego w stropowej części warstw krośnieńskich górnych | formacja ze Strzyżowa, ogniwo diatomitów z Leszczawki (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Leszczawki (Kotlarczyk i in., 2006*) | przejście utworów piaskowcowo-lupkowych warstw krośnieńskich górnych w diatomity | przejście diatomitów w osady piaskowcowo-lupkowe warstw krośnieńskich górnych | 200 | centralna część jednostki skolskiej | – | otwornice, nanoplankton wapienny, okrzemki | dolny miocen |
| Piaskowce z Jawornika | Kotlarczyk (1966) | pakiet piaskowców towarzyszący diatomitom z Leszczawki | formacja ze Strzyżowa, warstwa piaskowców z Jawornika Ruskiego (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Jawornika Ruskiego (Kotlarczyk i in., 2006*) | – | – | – | centralna część jednostki skolskiej | – | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny miocen |
| Warstwy z Waksmundu | Cieszkowski (1992) | utwory piaskowcowo-lupkowe oligocenu-dolnego miocenu o cechach zarówno warstw magurskich, jak i malcowskich | zaliczone do warstw malcowskich (Cieszkowski, Struska, 2009) | brak znanych kontaktów; uważane za nadkład lub część warstw malcowskich | brak znanych kontaktów; jako nadkład kreator wskazał warstwy ze Starego Bystrego | 750? | strefa przypienińska jednostki magurskiej | grubolawicowe piaskowce muskowitzowe typu warstw magurskich przelawiane łupkami szarymi, miękkimi marglami i cienkolawicowymi pakietami łupkowo-piaskowcowymi | otwornice, nanoplankton wapienny | oligocen-dolny miocen |
| Warstwy ze Starego Bystrego | Cieszkowski (1992) | utwory łupkowo-piaskowcowe miocenu o charakterze fliszowym | – | brak znanych kontaktów; wg kreatora leżą na warstwach z Waksmundu (malcowskich) | brak znanych kontaktów; jako nadkład kreator wskazał warstwy z Kopaczysk | 400? | okolice Rogoźnika, Starego Bystrego i Zaskala | miękkie margle i łupki margliste przelawiane średnio- i cienkolawicowymi piaskowcami wapienistymi oraz grubolawicowymi piaskowcami typu warstw magurskich | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny-środkowy miocen |
| Warstwy z Kopaczysk | Cieszkowski (1992) | środkowomiocenne utwory bezwapniste, głównie piaskowcowe, o charakterze molasowym | warstwy z Zaskala (Cieszkowski i in., 1993) | brak znanych kontaktów; wg kreatora leżą na warstwach ze Starego Bystrego | brak znanych kontaktów; jako nadkład kreator wskazał warstwy z Pasieki | 500?, w odsłonięciu do 45 | Zaskale | żółtawe, słabo związane piaskowce drobno- i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste lub zlepieńcowate, laminowane przekątnie, z licznymi klastami łupków i mulowców; soczewy cienkolawicowych bezwapniastych mulowców, piaskowców i zielonkawych ilowców | otwornice, nanoplankton wapienny | środkowy miocen |
| Warstwy z Pasieki | Cieszkowski (1992) | środkowomiocenne margliste ilowce | – | brak znanych kontaktów; wg kreatora leżą na warstwach z Kopaczysk | erozyna | 250? | Zaskale | margliste ilowce i ily barwy jasnobezowej, zielonkawej, żółtawej, brązowej, z przewarstwieniami żółtawych, miękkich mulowców oraz piaskowców bardzo drobnoziarnistych, cienkolawicowych | otwornice, nanoplankton wapienny | środkowy miocen |
| Warstwy malcowskie | Świdziński (1961) | utwory z piaskowcami muskowitzowymi powyżej łupków typu menilitowego lub piaskowców magurskich | formacja malcowska (Birkenmajer, Oszczypko, 1989; Wójcik i in., 1996*; Golonka i in., 2013*) | szybkie przejście od margli, łupków brunatnych lub grubolawicowych piaskowców magurskich w muskowitzowe utwory piaskowcowo-lupkowe lub piaskowce grubolawicowe | koniec sedimentacji, ewentualne przejścia do formacji miocennej zaliczanych do jednostki magurskiej nieznanne | 800 | lokalnie strefy facjalne: raczańska (Kotlina Sądecka) i krynicka (południowe zbocza Gorców, Leluchów) piaszczowiny magurskiej | w dolnej części miejscami (Leluchów) grubolawicowe, drobnoziarniste, masywne piaskowce muskowitzowe, wyżej piaskowce cienko- i średnioziarniste, drobnoziarniste, laminowane, muskowitzowe, wapieniste, popielatoszare oraz szare mulowce margliste z muskowitzem; odpowiadają warstwom krośnieńskim innych jednostek tektonicznych | otwornice, nanoplankton wapienny | oligocen-dolny miocen |
| Formacja z Kremnej | Oszczypko i in. (2005) | drobnoziarniste utwory strefy krynickiej | warstwy ze Starego Bystrego, formacja z Zawady | przejście od grubolawicowych piaskowców popradzkich | erozyna | 600 | południowa część krynickiej strefy facjalnej piaszczowiny magurskiej | cienko- i średnioziarniste wapieniste piaskowce laminowane równoległe i przekątnie oraz ciemnoszare łupki margliste i laminowane margle z soczewami grubolawicowymi, masywnymi piaskowcami, miejscami z klastami mulowcowymi (Oszczypko-Clowes i in., 2018) | otwornice, nanoplankton wapienny, bruzdnice | dolny miocen |
| Formacja z Zawady | Oszczypko i in. (1999) | utwory ilasto-marglisto-piaskowcowe z piaskowcami glaukonitowymi w stopowej części profilu raczańskiej strefy facjalnej | warstwy ze Starego Bystrego, formacja z Kremnej | nieznana, prawdopodobne przejście od warstw malcowskich | erozyna | 550 | Kotlina Sądecka, raczańska strefa facjalna piaszczowiny magurskiej | w dolnej części grubolawicowe, ciemnoszare, miękkie margle, ciemne ilowce margliste i grubolawicowe, laminowane wapienie piaszczyste, wyżej grubolawicowe piaskowce glaukonitowe, słabo związane, grubo- i średnioziarniste, przelawiane i nadścielone przez cienko- lub średnioziarniste utwory ilasto-piaskowcowe | otwornice, nanoplankton wapienny | dolny miocen |
| Warstwy z Czarnego Dunajca | Watycha (1976, 1977) | utwory żwirowo-piaszczyste w spągowej części osadów miocenu Kotliny Orawsko-Nowotarskiej | – | erozyna, niezgodnie na stektonizowanym starszym podłożu | stopniowe przejście w warstwy orawskie (wzrost zawartości mulów i ilów) | 450 | Kotlina Orawsko-Nowotarska | szereg cykli rozpoczynających się żwirami lub zlepieńcami, przechodzącymi ku górze w piaski i namuly ilowato-pyłowate z warstwami węgla brunatnego | pyłki, ślimaki | środkowy lub górny miocen |
| Warstwy orawskie | Watycha (1976, 1977) | utwory mulowcowo-ilowcowe z przewarstwieniami piaskowców | – | stopniowe przejście od warstw z Czarnego Dunajca (wzrost zawartości mulów i ilów) | przejście do warstw z Koniówki | 250 | Kotlina Orawsko-Nowotarska | muly i ily z detrytusem roślinnym, soczewami węgla brunatnego oraz przelawieniami piasków i żwirów | pyłki, ślimaki | środkowy lub górny miocen |
| Warstwy z Koniówki | Watycha (1976, 1977) | utwory piaszczysto-mulowcowe z florą | – | przejście od warstw orawskich | przejście w warstwy z Podczerwonego | 200 | Kotlina Orawsko-Nowotarska | szereg cykli składających się z zlepieńców, warstwianych piaskowców i mulowców oraz szarozielonych mulów z konkrejami wapienistymi | flora, pyłki, ślimaki | górny miocen-dolny pliocen |
| Warstwy z Podczerwonego | Watycha (1976, 1977) | utwory piaszczysto-mulowcowe z węglem brunatnym | – | przejście od warstw z Koniówki | przejście w warstwy z Mizernej | 250 | Kotlina Orawsko-Nowotarska | piaskowce, mulowce piaszczyste lub ilaste, z konkrejami wapiennymi i soczewami żwirów oraz węgla brunatnego | pyłki, ślimaki | dolny-środkowy pliocen |
| Warstwy z Mizernej | Watycha (1976, 1977) | seria żwirowo-piaszczysta z florą w stropowej części osadów Kotliny Orawsko-Nowotarskiej | – | przejście od warstw z Podczerwonego | erozyna | 100 | Kotlina Orawsko-Nowotarska | zlepieńce, żwir, piaski i muly z detrytusem roślinnym | flora, pyłki | górny pliocen |
| Formacja biegonicka | Oszczypko i in. (1991) | ładowe osady ilasto-piaszczyste z węglem brunatnym w spągowej części utworów miocenu Kotliny Sądeckiej | warstwy z Biegonic (Burtan i in., 1981) | erozyna | stopniowe przejście w osady formacji z Iwkowej | 600 | Kotlina Sądecka | mulowce, zielonoszare łupki margliste, łupki ilaste brunatne i czarne, piaski, słabo związane piaskowce, przewarstwienia węgla brunatnego | ślimaki, flora | środkowy miocen |
| Ogniwo zlepieńców z Podgródzia | Oszczypko i in. (1991) | utwory zlepieńcowo-piaskowcowe w spągowej części formacji biegonickiej | – | erozyna | przejście do ilasto-piaszczystych utworów formacji biegonickiej | 40 | Kotlina Sądecka | zlepieńce z materiałem fliszowym scementowane spoiwem ilasto-wapienistym przechodzące ku górze w słabo związane muskowitzowe piaskowce średnioziarniste | – | środkowy miocen |
| Formacja z Iwkowej | Cieszkowski i in. (1988) | margliste utwory ilasto-mulowcowe z soczewami piaskowców i węgla brunatnych, powstałe w środowisku brackicznym | – | erozyna lub przejście od utworów formacji biegonickiej | przejście w osady piaskowcowo-mulowcowe formacji z Niskowej (Kotlina Sądecka) lub w zlepieńcowo-piaszczyste utwory formacji z Beli (Iwkowa) | 500 | Kotlina Sądecka, Iwkowa | ilowce i mulowce margliste, szare i szaroniebieskie, z warstwami (w górnej części) szarozółtych, słabo scementowanych piaskowców, z soczewkami węgla brunatnych oraz warstwami ilowców z blokami i otoczkami piaskowców | otwornice, nanoplankton wapienny, małżoraczkki, zielenice, małże, ślimaki | środkowy miocen |
| Formacja z Niskowej | Oszczypko i in. (1992) | morskie utwory piaszczysto-mulowcowe w stropowej części utworów miocenu Kotliny Sądeckiej | – | przejście z utworów ilasto-mulowcowych formacji z Iwkowej w osady bardziej piaszczyste | erozyna | 60 | Kotlina Sądecka | w dolnej części grubolawicowe piaski przelawiane pakietami szarych mulowców i cienkolawicowych piasków, wyżej szare, laminowane mulowce margliste z przelawieniami piasków z klastami fliszowymi | otwornice, nanoplankton wapienny, małżoraczkki, zielenice, małże, ślimaki, chitony | środkowy miocen |
| Formacja z Beli | Cieszkowski i in. (1988) | utwory zlepieńcowo-piaskowcowe w stropowej części miocenu Iwkowej | – | przejście z utworów ilasto-mulowcowych formacji z Iwkowej w osady zlepieńcowo-piaskowcowe | erozyna | 200 | Iwkowa | słabo scementowane zlepieńce z materiałem głównie karpackim oraz piaskowce jasnoszare i szarozielone o spoiwie wapienistym, uziarnione frakcjonalnie, laminowane przekątnie, z przelawieniami szaroniebieskich mulowców marglistych oraz szarych ilów | otwornice, nanoplankton wapienny | – |
| Warstwy przemyskie | Ney (1965) | utwory mulowo-ilaste z piaskowcami starsze od horyzontu chemicznego | odpowiedniki w innych regionach: warstwy skawińskie, warstwy baranowskie | w utworach miocenu na Karpatach erozyna | w utworach miocenu na Karpatach erozyna | 500 w jednostce stebnickiej | jednostka stebnicka, miocen transgresywny na Karpatach, głównie na utworach jednostki skolskiej | szare i zielonoszare ilowce margliste oraz mulowce z miąką z warstwami piaskowców, piasków i zlepieńców | otwornice, nanoplankton wapienny | środkowy miocen |

* propozycje nazw, a nie jednostki formalne

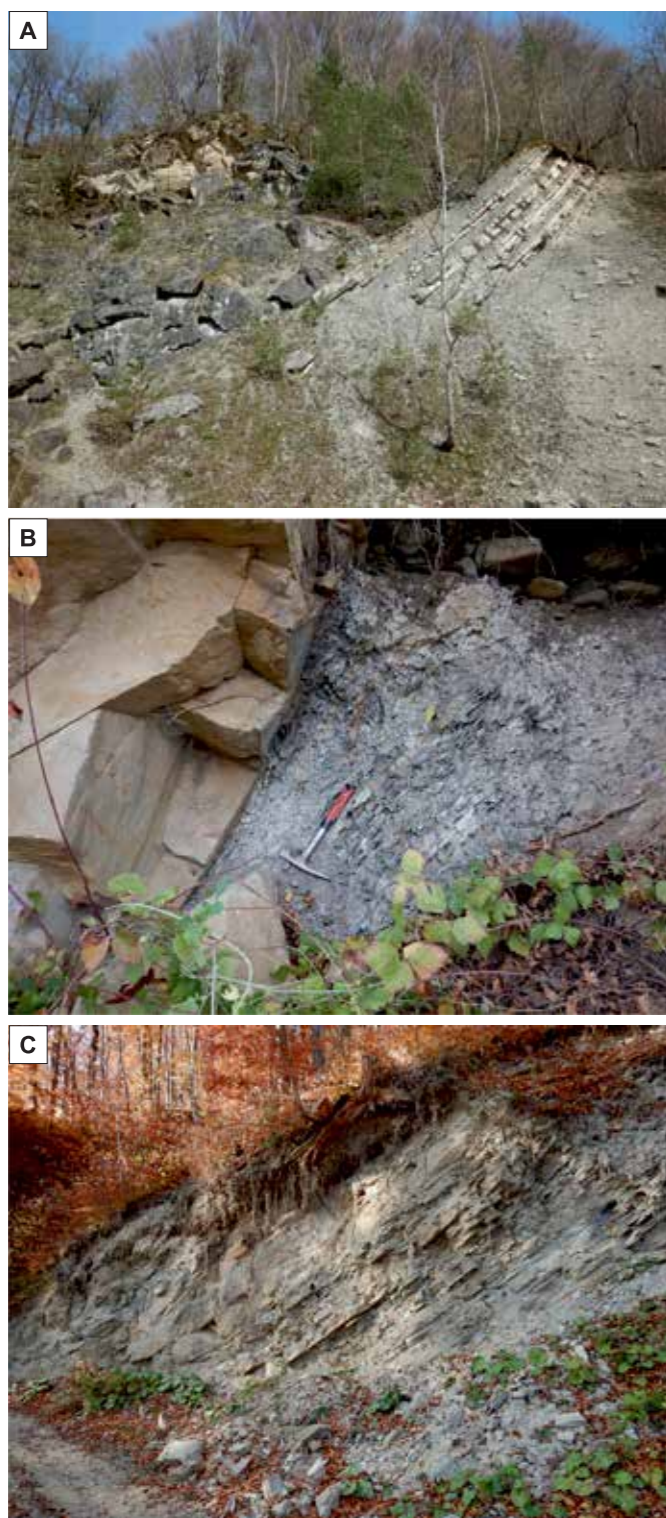


FIG. 33. Osady mioceńskie Karpat fliszowych: **A** – kontakt serii łupkowo-piaskowcowej warstw krośnieńskich dolnych z piaskowcami z Ostrego (warstwy krośnieńskie górne) – Polana; **B** – stektonizowane łupki szare i piaskowce gruboławicowe (warstwy krośnieńskie dolne) – Nowosiółki; **C** – seria piaskowcowo-łupkowa warstw krośnieńskich górnych – Teleśnica Oszwarowa. Fot. L. Balicki

i przejściowe wyklinowują się ku północy, gdzie są zastępowane przez łupki menilitowe, które w NE części jednostki skolskiej sięgają aż po spąg warstw krośnieńskich górnych. W dolnej części warstw krośnieńskich górnych występują łupki z Niebylca – niezbyt miąższy pakiet o przewodzie łupków mułowcowych szarych nad piaskowcami. Nad nimi osadziła się seria piaskowcowo-łupkowa o miąższości do 1000 m. Wykształcona jest ona podobnie jak w serii śląskiej (z większym udziałem piaskowców gruboławicowych). W części południowej jednostki skolskiej nad serią piaskowcowo-łupkową osadziła się seria łupkowa o miąższości do 650 m. Stropowa część warstw krośnieńskich górnych synkliny Leszczawki (środkowa część jednostki skolskiej) to seria diatomitowa (diatomity z Leszczawki) – beżowe skały krzemionkowe z okrzemkami, piaskowce, łupki, tufity i rogowce, znajdujące się w stropowej części profilu serii skolskiej. Utwory te to wymieszany osad spływu podmorskiego.

Miąższość osadów neogenu w jednostce skolskiej (część południowa) sięga 2000 m. W jednostce magurskiej ich występowanie jest ograniczone do dwóch stref. Pierwsza to najbardziej południowa krynicka strefa facjalna, a nawet wyłącznie strefa przypienińska w jej obrębie. Druga, do otoczenia Kotliny Sądeckiej, to raczańska strefa facjalna. W strefie przypienińskiej Paul i Poprawa (1992) opisali stromo ustawione osady dolnomioceńskie w otworze Nowy Targ PIG 1, które zaliczyli do warstw malcowskich.

Cieszkowski (1992) wyróżnił cztery nowe wydzielenia litostratigraficzne powyżej oligoceńskich warstw malcowskich i uznał je za ciągły profil w obrębie jednostki magurskiej. Dwa dolne wydzielenia miały według autora charakter fliszowy – warstwy z Waksmundu (oligocen–dolny miocen) i warstwy ze Starego Bystrego (dolny–środkowy miocen). Natomiast dwa wyższe, o charakterze molasowym, to warstwy z Kopaczysk (z Zaskalą) i warstwy z Pasieki (środkowy miocen). Mioceński wiek niektórych z tych osadów został jednak zakwestionowany przez Gedla (1995) na podstawie badań cyst bruzdnic – zostały uznane za środkowy eocen. Natomiast warstwy z Waksmundu później włączono do warstw malcowskich (Cieszkowski, Struska, 2009).

Oszczypko i Oszczypko-Clowes (2014) wydzielił w strefie przypienińskiej szeroko rozprzestrzenioną dolnomioceńską formację z Kremnej, obejmującą utwory dotychczas zaliczane głównie do warstw szczawnickich jednostki magurskiej. Uznali je za bezpośredni nadkład profilu jednostki magurskiej. Również ta koncepcja spotkała się z krytyką, gdyż Jurewicz i Segit (2018) stwierdzili w tych utworach późnopaleoceńsko-wczesnoeoceni zespół cyst bruzdnic.

Należy stwierdzić, że ze względu na liczne doniesienia z wielu stanowisk (lista w: Oszczypko i in., 2022) obecność osadów neogenu (dolnego miocenu) morskiego bezpośrednio na północ od pienińskiego pasa skałkowego wydaje się bardzo prawdopodobna. Zasięg tych utworów jest przypuszczalnie znacznie ograniczony w stosunku do propozycji niektórych autorów. Ich związek z profilem strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej jest więc niepewny ze względu na brak ciągłych profili, miejscami silne stektonizowanie tej strefy i lukę stratygraficzną pomiędzy najmłodszymi osadami serii magurskiej a utworami neogeńskimi.

W otoczeniu Kotliny Sądeckiej Oszczypko i in. (1999) wydzielił dolnomioceńską formację z Zawady – serię (o miąższości 550 m) ciemnoszarych, gruboławicowych margli i ilowców marglistych, laminowanych wapieni piaskowatych, gruboławicowych piaskowców glaukonitowych oraz wapnistych piaskowców cienko- i średnio-ławicowych. Formacja ta najprawdopodobniej jest nadkładem warstw malcowskich (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2002) i najmłodszym osadem raczańskiej strefy facjalnej płaszczowiny magurskiej.

Osady neogenu występują również w zapadliskach śródgórskich, takich jak Kotlina Orawsko-Nowotarska i Kotlina Sądecka. Spoczywają one niezgodnie na sfałdowanych i zerodowanych utworach płaszczowiny magurskiej, pienińskiego pasa skałkowego i fliszu podhalańskiego. W Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej występują wyłącznie osady lądowe o charakterze rzeczynym lub bagiennym (Watycha, 1976, 1977). Profil osadów na tym obszarze (przekraczający 1300 m miąższości) tworzą warstwy z Czarnego Dunajca, warstwy orawskie, warstwy z Koniówki, warstwy z Podczerwonego i warstwy z Mizernej. Występują jednak rozbieżności dotyczące wieku tych wydzieli (Watycha, 1977; Oszast, Stuchlik, 1977; Lesiak, 1994; Cieszkowski, 1995; Nagy i in., 1996; Wysocka i in., 2018), ale wszystkie mieszczą się w przedziale miocen–pliocen.

Warstwy z Czarnego Dunajca (środkowy lub górny miocen) są zbudowane z szeregu cykli, zaczynających się osadami żwirowo-piaskowatymi, przechodzącymi ku górze w piaski i namuły pyłowo-ilowe z węglonymi szczątkami organicznymi, czasem o charakterze węgla brunatnego. Wyżej leżące warstwy orawskie (środkowy lub górny miocen) to pakiety mulów i ilów z detrytusem roślinnym i węglem brunatnym, przelawicane piaskami i żwirami. Warstwy z Koniówki (dolny pliocen, być może też najwyższy miocen) obejmują warstwowane osady ilasto-piaskowate oraz muły szarozielone z węglonymi szczątkami roślinnymi i warstewkami węgla brunatnego. Nad nimi leżą warstwy z Podczerwonego (dolny–środkowy pliocen). Są to piaskowce, mułowce piaskowate lub ilaste z konglomeratami wapiennymi i przelawicami żwirów oraz węgla brunatnego. Profil neogenu kończą warstwy z Mizernej (górny pliocen), reprezentowane przez zlepieńce, żwiry, piaski i muły z bogatymi zespołami flory.

Odmienne przedstawia się profil drugiego z dużych zapadlisk śródgórskich – Kotliny Sądeckiej. W jej obrębie stwierdzono przejście od osadów słodkowodnych, przez brakiczne, do morskich. Profil Kotliny Sądeckiej rozpoczynają lądowe osady formacji biegonickiej o miąższości sięgającej 600 m. Zbudowane są one w dolnej części ze zlepieńców, słabo zwięzłych piaskowców i mułowców. Wyższa część obejmuje łupki ilaste i mułowce margliste przelawicane słabo zwięzłymi piaskowcami, z poziomami węgla brunatnego. Lokalnie występują konglomeraty węglanowe lub syderytowe, a miejscami osady stożków aluwialnych – ogniwo zlepieńców z Podgrodzia. Powyżej osadziły się utwory formacji z Iwkowej – niebieskoszare iły margliste, przechodzące ku górze w drobnoziarniste piaski z klastami skał fliszowych, przelawicane mułami. Najmłodszymi osadami Kotliny Sądeckiej są morskie utwory formacji z Niskowej: w dolnej części są to piaskowce, a wyżej – muły margliste z przelawicami piaskowców, fauną i klastami skał fliszowych. Lokalnie powyżej profilu

miocenu Kotliny Sądeckiej występują mioceńsko-plioceńskie zlepieńce, żwiry i muły.

W formacji z Iwkowej, o miąższości powyżej 500 m i utworzonej z szarych, marglistych ilowców oraz mułowców z soczewkami węgla brunatnych i słabo scementowanych piaskowców, w górnej części osadziła się formacja z Beli (Cieszkowski i in., 1988). Jej miąższość sięga do 200 m, a tworzą ją słabo scementowane zlepieńce i piaskowce z warstwami ilowców oraz szaroniebieskich mułowców marglistych. Wiek utworów mioceńskich Kotliny Sądeckiej i w Iwkowej jest kontrowersyjny. Zwykle uważano je za osady górnego badenu (formacja z Iwkowej), najwyższego badenu–sarmatu (formacja biegonicka, formacja z Beli) i sarmatu (formacja z Niskowej). Potwierdzają to wyniki badań nanoplanktonu wapiennego z formacji z Iwkowej i Niskowej, wskazujące na przelom późnego badenu i sarmatu (Oszczypko-Clowes i in., 2009). Tymczasem badania małżoraczków i zielenic (Szczuchura, 2006) oraz otwornic (Gonera, 2012) sugerują badeński, a wręcz dolnobadeński wiek formacji z Niskowej.

Poza kotlinami śródgórskimi utwory mioceńskie leżą niezgodnie w postaci licznych płytów na utworach płaszczowin zapadliska przedkarpackiego na teren sfałdowanych i zerodowanych Karpat. Ogólnie osady te są wykształcone analogicznie jak w zapadlisku przedkarpackim. Koncentrują się one w NE, brzeżnej części Karpat, głównie na terenie jednostki skolskiej, niemniej jednak znane są też stanowiska położone na utworach jednostki śląskiej i podśląskiej (Żegocina, Mszanka k. Gorlic i być może Bacharowice). Zwykle zajmują niewielki obszar i obejmują do kilku-kilkudziesięciu metrów profilu, ale na terenie tzw. zatoki rzeszowskiej miąższość osadów miocenu transgresywnego sięga niemal 1000 m. Zgeneralizowany profil osadów miocenu transgresywnego rozpoczynają żwiry fliszowe i piaski o miąższości około kilkunastu metrów (baden). Na nich spoczywają ropy margliste szare i mułowce z przewarstwieniami piaskowców (odpowiednik warstw skawińskich zapadliska przedkarpackiego), określane niekiedy jako warstwy przemyskie (Ney, 1965). W ich obrębie występują miejscami wapienie litotamiowe, ostrzygowe i mszywiolowe, wapienie piaskowate, piaskowce z okrzemkami wapieni, ropy i margle o miąższości do ok. 40 m. Odpowiednikiem wiekowym tych osadów są też prawdopodobnie ropy z soczewkami piasków i ławicami węgla brunatnego z Grudnej Dolnej oraz łupki ilaste z fragmentami skał fliszowych z Mszanki. Nad warstwami skawińskimi występuje górnobadeński horyzont chemiczny wykształcony jako gipsy lub alabastry (Łopuszka Wielka).

Magmatyzm

Marek Jasionowski

Przejawy aktywności wulkanicznej w miocenie są znane z zapadliska przedkarpackiego oraz w Sudetach i na bloku przedsudeckim i bardzo rzadko na Niżu Polski.

W utworach miocenu wypełniających zapadlisko przedkarpackie występują niewielkiej miąższości poziomy tufitowe (do kilkudziesięciu centymetrów) lub przewarstwienia z materiałem piroklastycznym (np. Alexandrowicz, Parachoniak, 1956; Alexandrowicz, Pawlikowski, 1978, 1980; Alexandrowicz, 1997; Bukowski i in., 2010; de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011, 2015; Śliwiński i in., 2012). Utwory te obejmują tufity, zbentonitowane tufity, koncentracje szkła wulkanicznego, kwarcu autogenicznego i biotyty (Bukowski i in., 2010). Poszczególne poziomy tufitowe różnią się między sobą składem chemicznym, udziałem plagioklawów zasadowych, wielkością poszczególnych składników ziarnowych i obecnością charakterystycznych minerałów skałotwórczych, np. biotyty, kwarcu piroklastycznego, skaleni potasowych (Bukowski, 2015). Dominują tufity o chemizmie kwaśnym – riolitowym. Źródłem popiołów wulkanicznych były prawdopodobnie wulkany położone na południe od basenu przedkarpackiego – w Karpatach, lub szerzej na obszarze Paratetydy Środkowej oraz w rejonie sudeckim. W zapadlisku przedkarpackim zidentyfikowano dziewięć głównych poziomów tufitowych, tj. tf₁–tf₉ (fig. 34). Poziomy tufitów są produktem jednorazowej sedimentacji popiołów wulkanicznych rozpraszanych na dużym obszarze i często tworzą ciągłe horyzonty o szerokim rozprzestrzenieniu. Z tego powodu mogą być zastoso- wane do korelacji, czyli tefrochronologii (Bukowski i in., 2010), co z różnym skutkiem było stosowane w przypadku utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (np. Matl, Wagner, 1986; Alexandrowicz, 1997; Bukowski, 1999, 2011; Bukowski i in., 2010). Poziomy tufitowe w ostatnich latach były także obiektem datowań bezwzględnych metodami radiometrycznymi (Bukowski i in. 2010; de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011; de Leeuw i in., 2018; Śliwiński i in., 2012).

Wyżej leżąca seria ilasta to ilowce margliste i piaskowate oraz mułowce z przelawicami słabo zwięzłych piaskowców drobnoziarnistych. Odpowiada ona warstwow chodenickim, grabowieckim i iltom krakowieckim zapadliska przedkarpackiego, wiekowo obejmuje późny baden–sarmat.

Za utwory neogenu w Karpatach zewnętrznych początkowo uważano jedynie osady miocenu transgresywnego na sfałdowanych i zerodowanych utworach Karpat oraz osady dużych zapadlisk śródgórskich (Kotlina Orawsko-Nowotarska i Kotlina Sądecka). Dopiero od lat 60. XX w. zaczęto znajdować mioceńskie otwornice w utworach sukcesji osadowych Karpat zewnętrznych (Blaicher, Nowak, 1963), chociaż dyskusja na temat obecności utworów miocenu w jednostce skolskiej Karpat toczyła się jeszcze przez ponad 20 lat (Nowak, 1979; Olszewska, 1982; Gasiński i in., 1986). Rozstrzygnięcie tej kwestii przyniosły dopiero wyniki badań nanoplanktonu wapiennego (Ślęzak i in., 1995; Garecka, 2008, 2012), które wykazały obecność osadów mioceńskich w warstwach krośnieńskich jednostek skolskiej, podśląskiej i śląskiej. Jeszcze później stwierdzono lokalną obecność osadów miocenu w profilu jednostki magurskiej (Cieszkowski, 1992; Paul, Poprawa, 1992; Oszczypko i in., 1999; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2002), co oparto głównie na badaniach nanoplanktonu wapiennego, potwierdzonych jednak przez badania otwornic. W ostatnim czasie rozgorzała dyskusja na temat zasięgu osadów mioceńskich w południowej części jednostki magurskiej. Badania otwornic i nanoplanktonu (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010, 2014; Oszczypko-Clowes i in., 2018) sugerują istnienie we wczesnym miocenie (burdygał) rozległego rezyduального basenu fliszowego. Jego utwory zawierają liczne redeponowane starsze formy, przez co osady te dotychczas zaliczano do dolnego paleogenu. Przeczą temu badania dinocyst. Jurewicz i Segit (2018) stwierdzili na ich podstawie w tych samych profilach utwory górnego paleocenu–dolnego eocenu.

Bitner i Kaim (2004) badali mioceńskie ramienionogi z Kotliny Sądeckiej, a Szczuchura (2006) po analizie małżoraczków i zielenic z tego samego terenu określiła wiek osadów morskich Kotliny Sądeckiej na baden. Nieco inne wyniki otrzymali Oszczypko-Clowes i in. (2009) na podstawie nanoplanktonu wapiennego (zespoły wskazujące na przelom późnego badenu i sarmatu). Gonera (2012) określiła na podstawie zespołów otwornicowych środowisko sedimentacji morskich osadów mioceńskich Kotliny Sądeckiej, uznając ten basen za płytki, ciepły i o normalnym zasoleniu, a Kaczmarek i in. (2016) potwierdzili dolnomioceński wiek formacji ze Starego Bystrego na podstawie nanoplanktonu wapiennego.

Aktywność wulkaniczna na bloku przedsudeckim i w Sudetach obejmowała okres od oligocenu do pliocenu (Petronis i in., 2021; Pańczyk i in., 2023; fig. 35). W neogenie, jak wykazały wyniki oznaczeń metodą K-Ar, ograniczała się ona głównie do początków

| Pojęcia standardowe | Regionalne piętra Karpat | Pozioły otwornicowy (Alexandrowicz, 1963a) | Nanoplankton wapienny (Peyt., 1997) | Przewarstwienia piroklastyczne (Alexandrowicz, 1997) | |
|---------------------|--------------------------|--|-------------------------------------|--|----------------------|
| | | | | formacja z Machowa | formacja z Wieliczki |
| SERRAWAL | BADEN | IIIβ | NN6 | tf ₈ | warstwy grabowieckie |
| | | IIIb | | warstwy chodenickie | |
| | | IIIa | | formacja z Wieliczki | |
| | | IIIα | | formacja z Skawiny | |
| LANG | BADEN | ewaporaty | NN5 | tf ₇ | formacja z Wieliczki |
| | | II, IIδ | | tf ₆ | formacja z Skawiny |
| | | IIc, IIβ, IIγ | | tf ₅ | formacja z Skawiny |
| | | IIb | | tf ₄ | formacja z Skawiny |
| | | IIA | | tf ₃ | formacja z Skawiny |
| | | | | tf ₂ | formacja z Skawiny |

FIG. 34. Pozycja stratygraficzna poziomów tufitowych w utworach badenu zapadliska przedkarpackiego; poziom tf₁ występuje w karpacie w osadach formacji z Trzydnika, a poziom tf₂ – w sarmacie w formacji z Machowa (wg Bukowskiego i in., 2010, zmieniono)

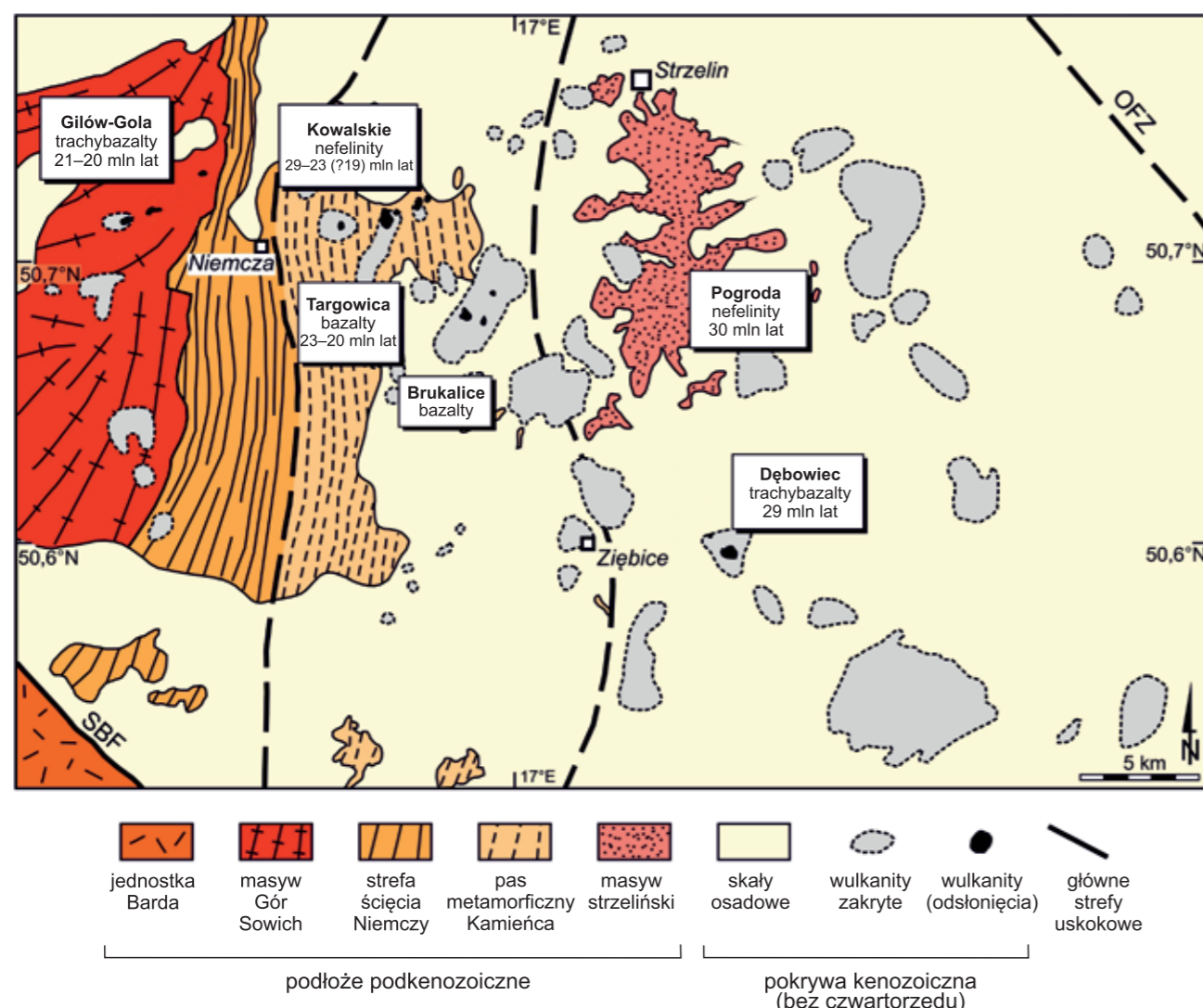


FIG. 35. Mapa geologiczna okolic Strzelina przedstawiająca rozprzestrzenienie wulkanitów paleogenu i neogenu (tzw. strzeńskie pole wulkaniczne) wraz z litologią i wiekiem bezwzględny wybranych wystąpień (wg Awdankiewicza i in., 2016, zmieniono): OFZ – strefa uskokuwa Odry, SBF – sudecki uskoki brzeżny

tego okresu – akwitaniu i burdygału (w przedziale czasowym ok. 23–18 mln lat temu; Badura i in., 2006b; Birkenmajer, Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002b, 2004, 2007, 2011); najmłodsze wulkany stwierdzono w rejonie Łądka-Zdroju (wiek ok. 5,5–3,8 mln lat; Birkenmajer i in., 2002a; Pańczyk i in., 2023). Obszar ten charakteryzuje się rozproszonymi pozostałościami monogenetycznych wulkanów maficznych (Petronis i in., 2021). Stwierdzono ponad 300 wychodni kenozoicznych wystąpień skał bazaltowych, z których większość występuje w postaci czopów wulkanicznych lub wypływów lawy (Awdankiewicz, 2005). Skały wulkaniczne tam występujące to głównie bazanity i tefryty, rzadziej nefelinity i bazalty alkaliczne z izolowanymi wystąpieniami trachitów i latytów (Kozłowska-Koch,

1987; Awdankiewicz, 2005; Awdankiewicz i in., 2016; Petronis i in., 2021).

Na Niżu Polskim znaleziono kilka cienkich poziomów tuffitowych w osadach mioceńskich w kopalniach węgla brunatnego w Belchatowie i Koninie (Matl, Wagner, 1986; Burchart i in., 1988; Wiedera i in., 2024); najgrubszy z nich osiąga miąższość 40 cm, a sporadycznie nawet 60 cm. Ich geneza była wiązana z mioceńskim (badeńsko-sarmackim) wulkanizmem Paratetydy Środkowej (tereny obecnej Słowacji i Węgier; Matl, Wagner, 1986). Utwory te były przedmiotem datowań radiometrycznych (zob. wyżej), które zdają się wskazywać jednak na nieco starszy ich wiek (Burchart i in., 1988).

Literatura

Abels H.A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Kruk R.W., Raffi I., Turco E., Zachariasse W.J., 2005. Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. *Paleoceanography*, 20, PA4012.

Alexandrowicz S.W., 1958. Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 54–81.

Alexandrowicz S., 1959. Stratygrafia i tektonika miocenu w Halembie koło Chorzowa. *Przegląd Geologiczny*, 7: 408–411.

Alexandrowicz S.W., 1961. Stratygrafia warstw chodenickich i grobowieckich w Chelmie nad Rabą. *Kwartalnik Geologiczny*, 5: 646–668.

Alexandrowicz S.W., 1963a. Zarys stratygrafii osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 39.

Alexandrowicz S.W., 1963b. Zarys stratygrafii miocenu okolic Krakowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 6: 520–523.

Alexandrowicz S.W., 1964. Stratygrafia mikropaleontologiczna ilów mioceńskich na obszarze Krakowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 8: 274–277

Alexandrowicz S.W., 1970. Pozycja warstw kłodnickich w miocenie Zagłębia Górnośląskiego. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 13: 573–576.

Alexandrowicz S.W., 1974. Profil wzorcowy warstw skawieńskich (Badenian) w Skawinie koło Krakowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 18: 194–195.

Alexandrowicz S.W., 1997. Lithostratigraphy of the Miocene sediments in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 45: 167–178.

Alexandrowicz S.W., Kleczkowski A.S., 1974. Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. *W: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 38–48.

Alexandrowicz S.W., Parachoniak W., 1956. Tufity mioceńskie w okolicach Pińczowa nad Nidą. *Acta Geologica Polonica*, 6: 301–325.

Alexandrowicz S.W., Pawlikowski M., 1978. Tufity mioceńskie w Chelmie Wielkim nad Przemszą. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 131–144.

Alexandrowicz S.W., Pawlikowski M., 1980. Policykliczny poziom tuffitowy w miocenie okolic Gliwic. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 663–678.

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. *Instrukcje i Metody Badań Geologicznych*, 33.

Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982. Podstawowe jednostki litostratygiczne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 26: 470–471.

Awdankiewicz M., 2005. Reconstructing an eroded scoria cone: the Miocene Sośnica Hill volcano (Lower Silesia, SW Poland). *Geological Quarterly*, 49: 439–448.

Awdankiewicz M., Rappich V., Mikova J., 2016. Magmatic evolution of compositionally heterogeneous monogenetic Cenozoic Strzelin Volcanic Field (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Journal of Geosciences*, 61: 425–450.

Badura J., Przybylski B., 2004. Evolution of the Late Neogene and Eocene fluvial system in the foreland of the Sudetes Mountains, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 43–61.

Badura J., Przybylski B., Salamon T., Winter H., 2006a. Sedymentologiczny i paleobotaniczny zapis zmian klimatu w płoceńskich osadach rzecznych południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 421: 1–14.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006b. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Przegląd Geologiczny*, 54: 145–153.

Baluk W., Radwański A., 1977. Organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 27: 85–124.

Baluk W., Radwański A., 1979. Additional data on the organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 29: 225–238.

Baluk W., Radwański A., 1984. New data on the Korytnica Basin, its organic communities and ecological relationships between species (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 34: 179–194.

Baraniecka M.D., 1976. Charakterystyka geologiczna osadów trzeciorzędowych wybranych obszarów Mazowsza. *Prace Muzeum Ziemi*, 25: 15–28.

Baraniecka M.D., 1991. Profil Różce na tle podstawowych profili osadów gregalacyjnych na południowym Mazowszu. *Przegląd Geologiczny*, 39: 254–257.

Bąbel M., 1999a. Facies and depositional environments of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geological Quarterly*, 43: 405–428.

Bąbel M., 1999b. History of sedimentation of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geological Quarterly*, 43: 429–447.

Bąbel M., 2004. Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geologica Polonica*, 54: 313–337.

Bąbel M., 2005. Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55: 9–29.

Ber A., Krzyszkowski D., 2004. Glacitektonika wybranych obszarów Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 408: 73–125.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żyto K., 1963. *Stratigraphie des Karpates externes polonaises*. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 181: 5–174.

Bielecka M., 1967. Trzeciorzęd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 206: 115–188.

Bijlsma S., 1981. Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. *Geologie en Mijnbouw*, 60: 337–345.

Birkenmajer K., 1952. W sprawie morskiego miocenu na Podhalu. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 21 (za 1951): 235–278.

Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 145–181.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2002. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole Region. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 50: 31–50.

Birkenmajer K., Worobiec E., 2013. Pliocene freshwater pollen-bearing deposits in the Mizerna-Nowa borehole, West Carpathians, Poland. *Geological Quarterly*, 57: 73–88.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002a. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 119–129.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002b. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic volcanics near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 241–253.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2004. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 1–19.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2007. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. V. K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the North-Sudetic Depression. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 1–16.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2011. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. VI. K-Ar palaeomagnetic data from basaltic rocks of the West Sudety Mountains and their northern foreland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81: 115–131.

Bitner M.A., Kaim A., 2004. The Miocene brachiopods from the silty facies of the intra-Carpathian Nowy Sącz Basin (Poland). *Geological Quarterly*, 48: 193–198.

Blaicher J., Nowak W., 1963. Mikrofauna otworów łupkowej serii warstw krosieńskich okolic Niebilyca (południowa część jednostki skolskiej na S od Rzeszowa). *Kwartalnik Geologiczny*, 7: 711.

Bogucki A., Gerasimow L., Wołoszyn P., Wysocka A., 1998. Budowa geologiczna Roztocza Ukraińskiego. *W: Przewodnik 79 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 245–256.

Bouroz A., 1960. La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *W: C.R. 4ème Congrès Stratigraphie et Géologie du Carbonifère*, Heerlen, 1958, 1: 65–78.

Brud S., 2004. Palaeogeography of the western Sandomierz Basin in Late Neogene and Early Quaternary times (Carpathian Foredeep, South Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 63–93.

Brud S., Worobiec G., 2003. Wyniki badań makroszczątków roślin znalezionych w serii witowskiej (południowa Polska). *Przegląd Geologiczny*, 51: 392–401.

Bujak Ł., Woronko B., Winter H., Marcinkowski B., Werner T., Stachowicz-Rybka R., Rosowiecka O., 2016. A new stratigraphic position of some Early Pleistocene deposits in central Poland. *Geological Quarterly*, 60: 238–251.

Bukowski K., 1997. Sedimentation of clastic strata associated with Miocene salts in Wieliczka (Southern Poland). *Slovak Geological Magazine*, 3: 157–163.

Bukowski K., 1999. Porównanie badeńskiej serii solonożnej z Wieliczki i Bochni w świetle nowych danych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 43–56.

Bukowski K., 2011. Badeńska sedymentacja solinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. *Rozprawy i Monografie*, 236.

Bukowski K., 2015. Mioceńskie poziomy tuffitowe z otworów wiertniczych Busko (Młyn) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 79–94.

Bukowski K., Duliński M., Różański K., 2001. Origin of the Badenian salts from Wieliczka as indicated by stable isotope composition of fluid inclusions. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 396: 27–29.

Bukowski K., de Leeuw A., Goner M., Kuiper K.F., Krzywiec P., Peryt D., 2010. Badenian tuffite levels within the Carpathian orogenic front (Gdów-Bochnia area, Southern Poland): radio-isotopic dating and stratigraphic position. *Geological Quarterly*, 54: 449–464.

Buła Z., Jura D., 1983a. Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Geologia*, 9: 5–27.

Buła Z., Jura D., 1983b. Uwagi o rozwoju molasy rowu przedgórskiego Karpat na Śląsku Cieszyńskim. *Przegląd Geologiczny*, 31: 659–662.

Burchart J., Kasza L., Lorenc S., 1988. Fission-track zircon dating of tuffitic intercalations (Tonstein) in the Brown-Coal Mine "Belchatów". *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 36: 281–286.

Burtan J., Golonka J., Oszczytko N., Paul Z., Ślęczka A., 1981. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Nowy Sącz. B – Mapa bez utworów czwartorzędowych + mapy podstawowe. *Inst. Geol., Warszawa*.

Cendón D.I., Peryt T.M., Ayora C., Pueyo J.J., Taberner C., 2004. The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep) in Poland and Ukraine: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212: 141–158.

Chomiak L., Urbański P., Wiedera M., 2020. Architektura i geneza ilów w górnym poziomie węgla brunatnych formacji poznańskiej (środkowy miocen) – odkrywa Tomisławice k. Konina w środkowej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 68: 526–534.

Cieszkowski M., 1992. Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura nappe, Flysch Carpathians (south Poland). *Geologica Carpathica*, 43: 339–346.

Cieszkowski M., 1995. Utwory morskiego miocenu w rejonie Nowego Targu i ich znaczenie dla określenia czasu powstania śródgórskiego zapadliska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. *Geologia*, 21: 153–168.

Cieszkowski M., Goner M., Oszczytko N., Ślęczka J., Zuchiewicz W., 1988. Lithostratigraphy and age of Upper Miocene deposits at Iwkowa, Polish West Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 36: 309–329.

Cieszkowski M., Olszewska B., Smagowicz M., 1993. Utwory miocenu morskiego w rejonie Nowego Targu. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 35: 245–249.

Cieszkowski M., Struska M., 2009. Stop 6. Stare Bystre-Rogoźnik – morski miocen w płaszczynie magurskiej – podłoże neogenu Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. *W: 79 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 154–158.

Ciuk E., 1965. Sprawozdanie wstępne z poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Mosiny. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 879–880.

Ciuk E., 1967. Stratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 920–922.

Ciuk E., 1968. Types of brown coal deposits within coal-bearing formations of continental Tertiary of Poland. *W: 23rd Geological Congress, Prague*: 119–134.

Literatura

- Ciuk E., 1970. Schematy litostratigraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 14: 754–771.
- Ciuk E., 1974. Schematy litostratigraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 281: 7–48.
- Ciuk E., Grabowska I., 1991. Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 365: 47–72.
- Czapowski G., 1984. Osady barierowe w górnym miocenie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 32: 185–194.
- Czapowski G., 1994. Sedimentation of Middle Miocene marine complex from the area near Tamobrzeg (north-central part of the Carpathian Foredeep). *Geological Quarterly*, 38: 577–592.
- Czapowski G., Gąsiewicz A., 2015. Wykształcenie, stratygrafia i środowiska depozycji utworów pogranicza badenu i sarmatu z SW otoczenia Gór Świętokrzyskich – profile otworów badawczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 9–52.
- Czapowski G., Studencka B., 1990. Studium sedymentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, 38: 117–127.
- Czarniecki L., Frankowski R., Kuszneruk I., 1992. Syntetyczny profil litostratigraficzny utworów trzeciorzędu złoża Belchatów. *W: 15 Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski”*: 18–23.
- Czczcott H., Skirgiełło A., 1961. Flora kopalna Turowa koło Bogatyni II. *Prace Muzeum Ziemi*, 4: 51–117.
- Czczcott H., Skirgiełło A., 1967. Dicotyledones–Betulaceae, Menispermaceae, Meliaceae, Sterculiaceae, Passifloraceae, Combretaceae, Trapaceae, Symplacaceae, Styracaceae. *Prace Muzeum Ziemi*, 10: 100–141, 146–166.
- Dopieralska J., Belka Z., Zieliński M., Górka M., Poberezhskyy A., Stupka O., Walczak A., Wysocka A., 2024. Neodymium and strontium isotopes track the origin of parent brines of primary gypsum deposits (Miocene, Fore-Carpathian Basin). *Chemical Geology*, 648, 121963.
- Dudziak J., Łuczowska E., 1991. Stratigraphic position of Miocene carbonate-siliciclastic deposits near Chmielnik (Świętokrzyskie Mountains area, central Poland) based on calcareous nannofossils. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39: 55–66.
- Dybor S., 1964. Wykształcenie trzeciorzędowej formacji węgla brunatnego Wysoczyzny Żarskiej. *Węgiel Brunatny*, 6: 7–17.
- Dybor S., 1966. Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 14: 478–480.
- Dybor S., 1967. Wykształcenie fałdowe i stratygraficzne trzeciorzędu w północno-zachodniej części niecki północnosudeckiej. *W: Przewodnik 40 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 152–158*.
- Dybor S., 1969. Budowa geologiczna zaburzonej glaciektogenicznie strefy Miostowic koło Żar (Ziemia Lubuska). *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 86: 3–58.
- Dybor S., 1970. Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwartalnik Geologiczny*, 14: 819–835.
- Dybor S., 1986. Rozwój sedymentacji i ewolucja paleogeograficzna w przygranicznych obszarach śląskiej części Paratetydy i trzeciorzędowego Basenu Polsko-Niemieckiego. *Geologia*, 12: 7–23.
- Dybor S., 1994. Formacja młodotrzeciorzędowa i związane z nią węgle brunatne Dolnego Śląska. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej*, 74: 82–90.
- Dybor S., Chlebowski Z., 1973. Budowa geologiczna polskiej części Łuku Mużakowa. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 192, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 3: 3–41.
- Dybor S., Grodzicki A., 1969. Miocenne piaski wydmy z okolicy Lutyńki (Ziemia Lubuska). *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 86: 67–96.
- Dybor S., Sadowska A., 1977. Problem wieku i korelacja górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnych w Polsce Zachodniej. *Geologia Sudetica*, 12 (1): 121–136.
- Dybor S., Sadowska A., 1986. Paralelizacja utworów miocenu śląskiej części zapadliska przedkarpackiego i południowo-zachodniej części Niżu Polskiego. *Geologia*, 12: 25–36.
- Dybor S., Wróbel I., 1978. Rozwój formacji trzeciorzędowej i czwartorzędowej oraz surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. *W: Przewodnik 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 66–92*.
- Dybor S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A., 1977. Neogenna i staroplejstoceńska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych rowów Paczkowa i Kędzierzyna. *Geologia Sudetica*, 13: 31–65.
- Dziedzic P., 2000. Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 48: 1124–1138.
- Dziedzic P., Jachowicz M., 1996. Budowa podłoża utworów miocenijskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. *Przegląd Geologiczny*, 44: 1124–1130.
- Dziedzic P., Maksym A., Olszewska B., 2006. Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54: 413–420.
- Elliott T., 1976. Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. *Journal of the Geological Society*, 132: 199–208.
- Fauquette S., Suc J.P., Bertini A., Popescu S.M., Warny S., Taoufiq N.B., Perez Villa M.J., Chikhi H., Feddi N., Subally D., Clauzon G., Ferrier J., 2006. How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified

- climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238: 281–301.
- Foster G.L., Lear C.H., Rae J.W., 2012. The evolution of pCO₂, ice volume and climate during the middle Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 341: 243–254.
- Friedberg W., 1906. Das Miozän der Niederung von Nowy Targ. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 65: 779–792.
- Friedberg W., 1932. Die Pectiniden des Miozäns von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung. I-II Teil. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences et des Lettres, Classe des Sciences Mathematiques et Naturelles*, B II: 47–66, 114–122.
- Garcia Veigas J., Rossel L., Garlicki A., 1997. Petrology and geochemistry (fluid inclusions) of Miocene halite rock salts (Badenian, Poland). *Slovak Geological Magazine*, 3: 181–186.
- Garecka M., 2008. Granica oligocen/miocen w polskich Karpatach zewnętrznych na podstawie nanoplanktonu wapiennego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 432: 1–53.
- Garecka M., 2012. Record of changes in the Oligocene – Miocene sediments of the Menilite – Krosno series of the Skole Unit based on calcareous nanoplankton studies – biostratigraphy and palaeogeographical implications (Polish Outer Carpathians). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 453: 1–21.
- Garecka M., Jugowicz M., 1999. Wyniki badań biostratigraficznych miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie nanoplanktonu wapiennego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 29–42.
- Garecka M., Olszewska B., 2011. Correlation of the Middle Miocene deposits in SE Poland and western Ukraine based on foraminifera and calcareous nanoplankton. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81: 309–330.
- Garlicki A., 1968. Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 215: 5–26.
- Garlicki A., 1971. Złoże soli kamiennej w Łęzkowicach nad Rabą. *Kwartalnik Geologiczny*, 15: 930–946.
- Garlicki A., 1979. Sedymentacja soli miocenijskich w Polsce. *Prace Geologiczne*, 119.
- Garlicki A., 1994a. Formalne jednostki litostratigraficzne miocenu – formacja z Wieliczki (fm). *Przegląd Geologiczny*, 42: 26–28.
- Garlicki A., 1994b. Porównanie osadów solnych Górnego Śląska i okolic Wieliczki. *Przegląd Geologiczny*, 42: 752–753.
- Garlicki A., Wiewiórka J., 1981. The distribution of bromine in some halite rock salts of the Wieliczka salt deposit (Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 51: 353–359.
- Gasiński A., Geroch S., Nowak W., 1986. Problem granicy oligocen/miocen w stratotypowym profilu ognia łupków z Niebylica (Karpaty zewnętrzne). *Kwartalnik Geologiczny*, 30: 132–133.
- Gawel, 1962. Budowa geologiczna złoża solnego Wieliczki. *Prace Instytutu Geologicznego*, 30 (3): 305–331.
- Gaździcka E., 1994. Nanoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tamobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Geological Quarterly*, 38: 553–570.
- Gaździcka E., 2015. Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierzy Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 153–177.
- Gąsiewicz A., 2000. Sedymentologia i diageniza wapieni poselenitowych a model genetyczny polskich złóż siarki rodzimej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 172.
- Gąsiewicz A., 2002. Główne cechy geochemiczne utworów formacji poznańskiej: aspekty środowiskowe i stratygraficzne. *Przegląd Geologiczny*, 50: 264–265.
- Gąsiewicz A., 2015. Cechy geochemiczne utworów pogranicza badenu i sarmatu w otworach wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 z północnego obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 61–78.
- Gąsiewicz A., Czapowski G., Paruch-Kulczycka J., 2004. Granica baden-sarmat w zapisie geochemicznym osadów w północnej części zapadliska przedkarpackiego – implikacje stratygraficzne. *Przegląd Geologiczny*, 52: 413–413.
- Gedl P., 1995. Middle Eocene dinoflagellate cysts from the Rogoźnik section, Flysch Carpathians, Poland. *Acta Palaeobotanica*, 35: 195–231.
- Gedl P., 2012. Reworked Eocene–Oligocene dinoflagellate cysts in the Miocene of the Carpathian Foredeep Basin: implications for Paleogene palaeogeography in SE Poland. *Geological Quarterly*, 56: 853–868.
- Gedl P., 2016. Dinoflagellate cysts and palynofacies from the upper Badenian (Middle Miocene) of the Roztocze area at Józefów and Żelebsko (Carpathian Foredeep Basin, Poland): palaeoenvironmental implications. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 273–289.
- Gedl P., Śmist P., Worobiec E., 2023. Palynology of the deep structures of the Carpathian Foredeep (3,950–5,467 m) at the front of Carpathian overthrust, the NS-1 Borehole, SE Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 93: 423–445.
- Gibbard P.L., Lewin J., 2016. Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles (André Dumont medalist lecture 2014). *Geologica Belgica*, 19: 201–2017.
- Glocker E.F., 1843. Menilitschiefer in Mähren. *Amtlicher Bericht über die einundzwanzigste Versammlung der deutschen Naturforschern und Ärzte in Graz in September 1843: 139–141*.

- Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1966. Geologia rejonu Przemysła w świetle głębożkich wierceń. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 211–250.
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. Deep palaeoallevy in the floor of Polish Carpathian Foredeep basin near Pilzno and its control on facies of Badenian (Middle Miocene) evaporites. *Geological Quarterly*, 60: 493–516.
- Goldner A., Herold N., Huber M., 2013. The challenge of simulating warmth of the mid-Miocene climate optimum in CESM1. *Climate of the Past*, 9: 3489–3518.
- Golonka J., Ślęczka A., Waśkowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013. Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *W: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5'2013: 11–61*.
- Gonera M., 1997. Miocene foraminiferal assemblages in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 45: 97–105.
- Gonera M., 2001. Otwornice i paleośrodowisko formacji badenianu (miocen środkowy) na obszarze Górnego Śląska. *Studia Naturae*, 48.
- Gonera M., 2012. Palaeoecology of the middle Miocene foraminifera of the Nowy Sącz Basin (Polish Outer Carpathians). *Geological Quarterly*, 56: 107–116.
- Gonera M., 2018. Coiling direction in Middle Miocene globorotaliids (Foraminifera) – a case study in the Paratethys (Upper Silesia Basin, Poland). *Geological Quarterly*, 62: 155–171.
- Gonera M., Bukowski K., 2012. Isotopic events in the Early/Middle Badenian (Miocene) of the Upper Silesia Basin (Central Paratethys). *Geological Quarterly*, 56: 561–568.
- Górka M., 2002. The Lower Badenian (Middle Miocene) coral patch reef at Grobie (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland), its origin, development and demise. *Acta Geologica Polonica*, 52: 521–534.
- Grabowska I., Słodkowska B., 1993. Katalog profili osadów trzeciorzędowych opracowanych palinologicznie. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Grabowska I., Ważyńska H., 1997. Badania palinologiczne i fitoplanktonowe osadów trzeciorzędowych z Pobrzeża Gdańskiego i z Bałtyku. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 375: 5–32.
- Haczewski G., 1989. Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 49: 435–523.
- Haluszczak A., 2004. Cenozoic dynamics of the Dębina Salt Dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary-Quaternary cover. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 311–318.
- Harasimiuk M., Rutkowski J., 1972. O strukturach deformacyjnych i sedymentacji piasków sarmatu w rejonie Chelma. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 42: 271–284.
- Harzhauser M., Piller W.E., 2007. Benchmark data of a changing sea–Palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253: 8–31.
- Harzhauser M., Kranner M., Mandic O., Daneshian J., Asgharian F., Mohtat T., Peresson M., Benold C., Piller W.E., 2024a. Middle Miocene (Chokrakian, Karaganian) depositional environments of the Eastern Paratethys Sea in the southern Caspian Basin (Mazandaran Province, northern Iran). *International Journal of Earth Sciences*, 113: 389–415.
- Harzhauser M., Landau B., Mandic O., Neubauer T.A., 2024b. The Central Paratethys Sea—rise and demise of a Miocene European marine biodiversity hotspot. *Scientific Reports*, 14, 16288.
- Horwitz L., 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie 1929 r. na arkuszu Ustrzyki Dolne. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 27: 6–7.
- Ivanov D., Utescher T., Mosbrugger V., Syabryaj S., Djordjević-Milutinović D., Molchanoff S., 2011. Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (Southeastern Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304: 262–275.
- Jahn A., Łańcucka-Środniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. *Geologica Sudetica*, 18: 7–43.
- Jakubowski G., Musiał T., 1979. Middle Miocene sandy and carbonate deposits of Huta Lubycka and Huta Różaniecka (Roztocze Rawskie Region, South-Eastern Poland) and their fauna. *Prace Muzeum Ziemi*, 32: 71–100.
- Jankowski L., 1997. Warstwy z Gorlic – najmłodsze utwory południowej części jednostki śląskiej. *Przegląd Geologiczny*, 45: 305–308.
- Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 27–52.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly*, 53: 3–26.
- Jasionowski M., 1995. Budowa geologiczna zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 371: 5–23.
- Jasionowski M., 1996. Budowie serpulowo-mikrobialitowe sarmatu na Roztoczu: Niezwykle joint-venture. *Przegląd Geologiczny*, 44: 1044–1048.
- Jasionowski M., 1997. Zarys litostratigrafii osadów miocenijskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 375: 43–60.
- Jasionowski M., Peryt T.M., 2004. Historia badań. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 203–2012*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jasionowski M., Peryt T.M., Czapowski G., 2004. Miocen. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 213–249*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Jasionowski M., Peryt T.M., Wysocka A., Poberezhskyy A.V., 2012. Brzeźne facje badenu i sarmatu dolnego zbiornika przedkarpackiego w SE Polsce i zachodniej Ukrainie – wyniki badań ostatniego dwudziestolecia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449: 71–86.
- Jawor E., 1983. Utwory miocenu między Krakowem a Dębicą. *Przegląd Geologiczny*, 31: 635–640.
- Jiménez-Moreno G., Suc J.P., 2007. Middle Miocene latitudinal climatic gradient in Western Europe: evidence from pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253: 208–225.
- Jurewicz E., Segit T., 2018. The tectonics and stratigraphy of the transitional zone between the Pieniny Klippen Belt and Magura Nappe (Szczawnica area, Poland). *Geology, Geophysics & Environment*, 44: 127–144.
- Jurkiewicz H., 1991. Możliwość wykorzystania otwornic redeponowanych w pracach geologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 39: 530–533.
- Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1961. Poziom spiralizowy w tortonie przedgórza Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 9: 24–27.
- Kaczmarek A., Oszczytko-Clowes M., Cieszkowski M., 2016. Early Miocene age of Stare Bystre Formation (Magura Nappe, Outer Carpathians, Poland) indicated by the calcareous nanoplankton. *Geological Quarterly*, 60: 341–354.
- Karátson D., Lahitte P., Portnyagin M., Palotai M., Józsa S., Márton E., Tóth E., Erdei B., Nomade S., Németh K., Iván L., Krasznai M., Vörös F., Biró T., Paquette J.-L., Hably L., Hír J., Prákalvi P., Kiss J., Pécskay Z., Frick D.A., Hencz M., 2025. A 13.06 Ma widespread ignimbrite in the Pannonian Basin captured a snapshot of shallow marine to coastal environment in Central Paratethys. *Scientific Reports*, 15, 23528.
- Karnkowski P.H., Ozimkowski W., 2001. Ewolucja strukturalna podłoża miocenijskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemysłem). *Przegląd Geologiczny*, 49: 431–436.
- Kasiński J.R., 1983. Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach tektonicznych przedpola Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 31: 237–243.
- Kasiński J.R., 1984. Synsedimentary tectonics as a factor controlling sedimentation of brown-coal formation in tectonic depressions in western Poland. *W: Proceedings, 27th International Geological Congress Moscow: 247–279*.
- Kasiński J.R., 1989. Tectonic control of Tertiary terrigenous formation in the intermontane depressions along the NW margin of the Sudetes Mts., SW Poland. *W: Proceedings, International Symposium Intermontane Basins – Geology and Resources: 353–373*.
- Kasiński J.R., 2000. Atlas geologiczny trzeciorzędowej asociacji brunatnowęglowej w polskiej części niecki żyławskiej 1: 50 000. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Kasiński J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–161*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kasiński J.R., 2010. Potencjał zasobowy węgla brunatnego w Polsce i możliwości jego wykorzystania. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 439: 87–98.
- Kasiński J.R., Czapowski G., 2008. Cechy sedymentacyjne osadów najwyższego neogenu w odsłonięciu Łęczycze koło Łęborka. *W: Osady z pogranicza czwartorzędowego i neogenu, paleogenu – źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niżu Polskim: 11–12*.
- Kasiński J.R., Piwocki M., 1994. Neogene coal-forming sedimentation in the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Geological Quarterly*, 38: 527–552.
- Kasiński J.R., Słodkowska B., 2016. Factors controlling Cenozoic anthracogenesis in the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 60: 959–974.
- Kasiński J.R., Słodkowska B., 2017. Węgiel brunatny w łuku Mużakowa – warunki sedymentacji, pozycja stratygraficzna, znaczenie złożowe. *Górnictwo Odkrywkowe*, 58: 20–31.
- Kasiński J.R., Słodkowska B., 2024. Litostratygrafia osadów wyższej części neogenu na obszarze Niżu Polskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 209: 25–62.
- Kasiński J.R., Czapowski G., Gąsiewicz A., 2002. Marine-influenced and continental setting of the Poznań Formation (Upper Neogene, Central and SW Poland). *W: Proceedings, 8th Biannual Meeting RPCSS: 162–184*.
- Kasiński J.R., Kramarska R., Piwocki M., 2004. Osady paleogenu i neogenu w Łęczycach koło Łęborka – implikacje paleogeograficzne dla basenu paleogenu i neogenu północno-zachodniej Europy. *Przegląd Geologiczny*, 52: 701–702.
- Kasiński J.R., Piwocki M., Swadowska E., Ziemińska-Tworzydło M., 2010. Charakterystyka węgla brunatnego z miocenu Niżu Polskiego na podstawie wybranych profili. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 439: 99–154.
- Kasiński J.R., Badura J., Pańczyk M., Pécskay Z., Saternus A., Słodkowska B., Urbański P., 2015. Osady paleogeńskie w polskiej części niecki żyławskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 295–324.
- Kasiński J.R., Saternus A., Urbański P., 2019. Atlas geologiczny wybranych złóż węgla brunatnego w Polsce. T. I: rejon zachodni i rejon wielkopolski. *Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa*.
- Kasprzyk A., 1989. Litologia osadów siarczanowych miocenu w rejonie staszowskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 241–268.
- Kasprzyk A., 1993. Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 63: 33–84.

Literatura

Literatura

Kasprzyk A., 1999. Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 44: 449–466.

Kasprzyk A., 2003. Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sedimentary Geology*, 158: 167–194.

Kasprzyk A., Orti F., 1998. Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology*, 45: 889–907.

Kirchner Z., 1956. Stratygrafia miocenu Przedgórze Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta Geologica Polonica*, 6: 421–450.

Klęsk J., Blachowski A., Kruszewski Ł., Michalska D., Mrozek-Wysocka M., Widera M., 2023. Colours of the upper Neogene "Poznań Clays" in the light of sedimentological, mineralogical and nuclear methods. *Geological Quarterly*, 67, 49.

Knox R., Bosch A., Rasmussen E.S., Heilmann-Clausen C., Hiss M., De Lugt I., Kasiński J.R., King C., Köthe A., Słodkowska B., Standke G., Vanderbergh N., 2010. Cenozoic. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin area* (red. J.C. Doornbal, A.G. Stevenson): 212–223. EAGE Publications, Houten.

Kohlman-Adamska A., 1993. Pollen analysis of the Neogene deposits from the Wyrzysk Region, North-Western Poland. *Acta Palaeobotanica*, 33: 91–297.

Kolasa K., Ślącza A., 1985. Sedimentary salt mega-breccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian Depression. *Acta Geologica Polonica*, 35: 221–230.

Konior K., Krach W., 1965. Zlepianie dębowieckie i fauna mioceńska z wiercienia B4 koło Bielska. *Acta Geologica Polonica*, 15: 39–84.

Kotlarczyk J., 1966. Poziom diatomitowy z warstw krośnieńskich na tle budowy geologicznej jednostki skolskiej w Karpatach polskich. *Studia Geologica Polonica*, 19: 7–129.

Kotlarczyk J., Leśniak T., 1990. Dolna część formacji menilitowej z poziomem diatomitowy z Futomy w jednostce skolskiej polskich Karpat. *Wydaw. AGH, Kraków*.

Kotlarczyk J., Jerzmańska A., Świdnicka E., Wiszniowska T., 2006. A framework of ichthyofaunal eocrostratigraphy of the Oligocene – Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76: 1–111.

Kowalewski K., 1930. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 6 (1).

Kowalewski K., 1957. Stratygrafia trzeciorzędu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza, cz. I. Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 119.

Kowalewski K., 1958a. Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 3–43.

Kowalewski K., 1958b. Stratygrafia trzeciorzędu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza, cz. II. Trzeciorzęd okolic Niska i Rozwadowa. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 145.

Kowalewski K., 1959. Stratygrafia trzeciorzędu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza, cz. III. Miocen między Frampolem a Bilgorajem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 147.

Kowalski R., 2010. *Choeospondias turowensis* n. sp., a new Anacardiacean species of the European Neogene identified from the Turów brown coal open-cast mine. *Palaeontographica Abteilung B*, 284: 1–11.

Kozłowska-Koch M., 1987. Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. *Archiwum Mineralogiczne*, 42: 43–95.

Krach W., 1947. Miocen okolic Mięchowa. *Stratygrafia i paleontologia. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 43: 1–65.

Krach W., 1958. Znaczenie makrofauny w stratygrafii miocenu Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 44–53.

Krach W., 1981. Badańskie utwory rafowe na Roztoczu Lubelskim. *Prace Geologiczne*, 121.

Kramarska R., Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., Słodkowska B., 2015. Referencyjny profil osadów neogenu Pomorza Wschodniego w Łęczycach koło Lęborka (północna Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 193–250.

Krause P.G., 1933. Das Pliozän Ostpreussens und seine Beziehungen zum nordwestdeutschen und westdeutschen Pliozän. *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 144: 1–71.

Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Siero F.J., Wilson D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652–655.

Król E., Jeleńska M., 1999. The local magnetostratigraphic scale for the supraevaporitic Miocene deposits in the northern part of Carpathian Foredeep and its stratigraphic implications (drill-core Jamnica S-119). *Geological Quarterly*, 43: 509–518.

Krzywiec P., 1997. Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation. *Przeгляд Geologiczny*, 45: 1039–1053.

Krzywiec P., 2006. Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. *Przeгляд Geologiczny*, 54: 404–412.

Krzywiec P., Frankowski Z., Jarosiński M., Kasiński J., Papiernik B., Słodkowska B., Burlika S., 2001. Kompleksowa analiza geofizyczno-geologiczna wysadu solnego Dębina i jego najbliższego otoczenia. *Arch. KWB „Bełchatów” SA, Rogowic*.

Krzywiec P., Wysocka A., Oszczytko N., Mastalerz K., Papiernik B., Wróbel G., Kijewska S., 2008. Ewolucja utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Rzeszowa (obszar zdjęcia sejsmicznego 3D Sokółów–Smolarzyny). *Przeгляд Geologiczny*, 56: 232–244.

Krzywiec P., Bukowski K., Oszczytko N., Garlicki A., 2012. Structure and Miocene evolution of the Gdów tectonic "embayment" (Polish Carpathian Foredeep): a new model based on reinterpreted seismic data. *Geological Quarterly*, 56: 907–920.

Kubica B., 1992. Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 133.

Kubica B., 1994. Korelacja litogeofizyczna badeńskich osadów chemicznych zapadliska przedkarpackiego. *Przeгляд Geologiczny*, 42: 759–765.

Kuciński T., Nowak W., 1975. Zarys stratygrafii utworów mioceńskich w rejonie Cieszyn–Andrychów. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 962–963.

Kwiatkowski S., 1972. Sedymentacja gipsów mioceńskich Polski południowej. *Prace Muzeum Ziemi*, 19: 3–94.

Kwiatkowski S., 1974. Złoża gipsów mioceńskich Polski południowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 280: 299–336.

Laskowska-Wysocka W., 1987. Przedplejstocenie serie żwirowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *W: Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej*: 50–58.

de Leeuw A., Bukowski K., Krijgsman W., Kuiper K.F., 2010. Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. *Geology*, 38: 715–718.

de Leeuw A., Tubure M., Kuiper K.F., Melinte-Dobrinescu M.C., Stoica M., Krijgsman W., 2018. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar, magnetostratigraphic and biostratigraphic constraints on the termination of the Badenian Salinity Crisis: Indications for tectonic improvement of basin interconnectivity in Southern Europe. *Global and Planetary Change*, 169: 1–15.

Lelek D., Oszczytko-Clowes M., Oszczytko N., 2016. Quantitative studies of the calcareous nannoplankton of Sarmatian deposits: case studies in the Sieniawa–Rudka area (Outer Carpathian Foredeep, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 29–57.

Lesiak M., 1994. Plant macrofossils from the middle Miocene of Lipnica Mała (Orawa–Nowy Targ Basin, Poland). *Acta Palaeobotanica*, 34: 27–81.

Leszczynski S., Nemeš W., 2015. Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a foredeep basin. *Sedimentology*, 62: 645–680.

Lis P., Wysocka A., 2012. Middle Miocene deposits in Carpathian Foredeep: facies analysis and implications for hydrocarbon reservoir prospecting. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82: 239–253.

Liszkowski J., Muchowski J., 1969. Morfologia, budowa wewnętrzna oraz geneza masywów wapieni biogenicznych dolnego sarmatu strefy progów zewnętrznych Wyżyny Lubelskiej. *Biuletyn Geologiczny*, 11: 5–36.

Łaptaś A., 1992. Giant-scale cross-bedded Miocene biocalcarenes in the northern margin of the Carpathian foredeep. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 149–167.

Łomnicki M., 1898. Iły krakowieckie. *Kosmos*, 22: 571–578.

Łuczowska E., 1953. O tortońskich otworach z warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 23: 77–156.

Łuczowska E., 1958. Mikrofauna mioceńska przedgórze karpackiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 105–126.

Łyczewska J., 1948. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1:100 000). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 42: 46–75.

Maciaszek P., Chomiak L., Urbański P., Widera M., 2020. New insights into the genesis of the "Poznań clays" – upper Neogene of Poland. *Civil and Environmental Engineering Reports*, 30: 18–32.

Makowska D., 1987. Osady gómotrzeciorzędowe i staroplejstocenie okolic Staszowa-Polańca. *W: Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej*: 41–46.

Makowska A., 2015. Budowa geologiczna i stratygrafia formacji preglacjalnej południowego Mazowsza nad dolną Pilicą. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 202: 7–52.

Malata T., Zimnal Z., 2016. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 1004 – Strzyżów (M-34-80-B). *Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa*.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.

Martini E., 1977. Calcareous nannoplankton from the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Geologica Polonica*, 27: 125–134.

Maruszczak H., 2001. Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim. *Przeгляд Geograficzny*, 73: 253–280.

Mastalerz K., Wysocka A., Krzywiec P., Kasiński J., Aleksandrowski P., Papiernik B., Ryzner-Siupik B., Siupik J., 2006. Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zgrębu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawa-Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. *Przeгляд Geologiczny*, 54: 333–342.

Matl K., Wagner M., 1986. The occurrence of tuffaceous horizons in the Tertiary of the Polish Lowland and the Carpathian Foredeep. *Geologia*, 12: 63–78.

Michalik M., Paszkowski M., Szulc J., 1989. Węglanowe utwory pedogeniczne miocenu okolic Krakowa. *W: Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 190–195.

Mol S., Ninard K., Kuźma A., Deryk A., Łapcik P., 2024. A multivariate approach to pebble morphometry: a case study of Witów section (southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 94: 273–286.

Moryc W., 1989. Miocen przedgórze Karpat Zachodnich w strefie Bielsko–Kraków. *W: Tektonika Karpat i Przedgórze w świetle badań geofizycznych i geologicznych. Referaty sesji*: 170–198.

Moryc W., 2005. Rozwój badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko–Kraków. *Geologia*, 31: 5–73.

Musiał T., 1987. Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). *Biuletyn Geologiczny*, 31.

Nagy A., Vass D., Petrik F., Pereszély M., 1996. Tectogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investigations and organic matter alteration studies. *Slovak Geological Magazine*, 1: 49–58.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207.

Nawrocki J., Wójcik A., 1990. On age of the "Witów series" in the light of paleomagnetic studies. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 24: 3–11.

Ney R., 1963. O poziomie gipsowym na przedpolu Karpat wzdłuż strefy Przemysł-Lubaczów-Horyniec. *Przeгляд Geologiczny*, 11: 264–268.

Ney R., 1965. Warstwy przemyskie w jednostce stebnickiej. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, 7–9: 235–243.

Ney R., 1966. Uwagi w sprawie warstw baranowskich w tortonie. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, 123: 117–149.

Ney R., 1969. Miocen południowego Roztocza między Horyńcem a Łowczą i przyległego obszaru zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geologiczne*, 60.

Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geologiczne*, 82.

Niedźwiedzi J., 1883–1886. Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni cz. I, cz II, cz III. *Kosmos*, 8: 137–159, 387–401, 483–492; 9: 565–580, 717–743; 11: 137–155.

Niemczyk J., 1988. Litostratygrafia gipsów mioceńskich pomiędzy Buskiem a Wiślicą. *Geologia*, 14: 105–115.

Niemczyk J., 1995. Profil litostratygraficzny serii gipsowej w Krzyżanowicach koło Pińczowa jako podstawa do rozważań sedymentologicznych. *Geologia*, 21: 183–196.

Nowak W., 1979. Niektóre jednostki lito- i biostratygraficzne i ich znaczenie dla korelacji najmłodszych utworów fliszu karpackiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 928–930.

Odrzywołska-Bieńkowska E., 1972. Porównanie wybranych głębszych profili mikrofaunistycznych rejonu świętokrzyskiego i lubelskiego. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 16: 493–494.

Olszewska B., 1982. Uwagi o biostratygrafii serii menilitowo-krośnieńskiej w polskich Karpatach zewnętrznych. *Kwartalnik Geologiczny*, 26: 137–145.

Oltuszyk S., 1967. Miąższość serii utworów gipsowo-anhydrytowych Przedgórze Karpat. *Geologia Naftowa*, 3: 66–71.

Osborne C.P., 2008. Atmosphere, ecology and evolution: what drove the Miocene expansion of C4 grasslands? *Journal of Ecology*, 96: 35–45.

Oszast J., Stuchlik L., 1977. Roślinność Podhala w neogenie. *Acta Palaeobotanica*, 18: 45–122.

Oszczytko-Clowes M., Oszczytko N., Wójcik A., 2009. New data on the late Badenian – Sarmatian deposits of the Nowy Sącz Basin (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) and their palaeogeographical implications. *Geological Quarterly*, 53: 273–292.

Oszczytko-Clowes M., Lelek D., Oszczytko N., 2012. Sarmatian paleoecological environment of the Machów Formation based on the quantitative nannofossil analysis — a case study from the Sokółów area (Polish Carpathian Foredeep). *Geologica Carpathica*, 63: 267–294.

Oszczytko-Clowes M., Oszczytko N., Piecuch A., Sotak J., Boratyn J., 2018. The Early Miocene residual flysch basin at the front of the Central Western Carpathians and its palaeogeographic implications (Magura Nappe, Poland). *Geological Quarterly*, 62: 597–619.

Oszczytko N., 1996. Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Przeгляд Geologiczny*, 44: 1007–1018.

Oszczytko N., 1997. The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Przeгляд Geologiczny*, 45: 1054–1063.

Oszczytko N., 1998. The Western Carpathian Foredeep – development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geologica Carpathica*, 49: 415–431.

Oszczytko N., 1999. Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 209–230.

Oszczytko N., 2006. Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Przeгляд Geologiczny*, 54: 396–403.

Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., 2002. Newly discovered Early Miocene deposits in the Nowy Sącz area (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geological Quarterly*, 46: 117–133.

Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., 2003. The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its palaeogeographical and palaeotectonic implications. *Acta Geologica Polonica*, 53: 101–122.

Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., 2010. The Paleogene and early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Outer Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 60: 317–348.

Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., 2012. Stages of development in the Polish Carpathian Foredeep basin. *Central European Journal of Geosciences*, 4: 138–162.

Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., 2014. Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Western Outer Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 58: 737–758.

Oszczytko N., Stuchlik L., Wójcik A., 1991. Stratigraphy of fresh-water Miocene deposits of the Nowy Sącz Basin, Polish Western Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39: 433–445.

Oszczytko N., Olszewska B., Ślęczak J., Strzępka J., 1992. Miocene marine and brackish deposits of the Nowy Sącz Basin, Polish Western Carpathians: new lithostratigraphic and biostratigraphic standards. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 40: 83–96.

Oszczytko N., Andreyeva-Grigorovich A.S., Malata E., Oszczytko-Clowes M., 1999. The Lower Miocene deposits of the Rača Subunit near Nowy Sącz (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 50: 419–433.

Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., Golonka J., Marko F., 2005. Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. *Geological Quarterly*, 49: 379–402.

Oszczytko N., Krzywiec P., Popadyuk I., Peryt T., 2006. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its sedimentary, structural, and geodynamic evolution. *AAPG Memoir*, 84: 293–350.

Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., Olszewska B., 2022. Reply to the "Discussion" Oszczytko N., Oszczytko N., Lucinińska-Anczkiewicz A., Gedl P., Malata E., 2000. Paleogene autochthonous deposits at the basement of the Polish Outer Carpathians and their paleogeographical implications. *Slovak Geological Magazine*, 6: 143–145.

Otfinowski M., 1981. Zespoły otwornic i sedymentacja piaszków bogucickich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 332: 53–88.

Overeem I., Weltje G.J., Bisho-Kay C., Kroonenberg S.B., 2001. The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? *Basin Research*, 13: 293–312.

Pańczyk M., Nawrocki J., Aleksandrowski P., Przybylski B., 2023. Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating data. *International Journal of Earth Sciences*, 112: 725–740.

Paruch-Kulczycka J., 2015. Biostratygrafia osadów miocenu z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 na podstawie otwornic (północna część zapadliska przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 133–152.

Paul Z., Poprawa D., 1992. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej w strefie przypienińskiej w świetle wyników badań uzyskanych z wiercienia Nowy Targ PIG 1. *Przeгляд Geologiczny*, 40: 404–409.

Pawłowski S., Pawłowska K., Kubica B., 1985. Budowa geologiczna tarnobrzeskiego złoża siarki rodzimej. *Prace Instytutu Geologicznego*, 114.

Peryt D., 1987. Middle Miocene calcareous nannoplankton stratigraphy of the Roztocze region (SE Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 391–401.

Peryt D., 1997. Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 45: 119–131.

Peryt D., 1999. Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 387: 158–161.

Peryt D., 2013a. Foraminiferal record of marine transgression during deposition of the Middle Miocene Badenian evaporites in Central Paratethys (Borków section, Polish Carpathian Foredeep). *Terra Nova*, 25: 298–306.

Peryt D., 2013b. Foraminiferal record of the Middle Miocene climate transition prior to the Badenian salinity crisis in the Polish Carpathian Foredeep Basin (Central Paratethys). *Geological Quarterly*, 57: 141–164.

Peryt D., Peryt T.M., 2015. Zmiany środowiskowe poprzedzające sedymentację gipsów badeńskich i na początku ich depozycji w rejonie rzeki Wschodniej (północna część zbiornika przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 133–152.

Peryt D., Gedl P., Peryt T.M., 2020. Marine transgression(s) to evaporite basin: The case of middle Miocene (Badenian) gypsum in the Central Paratethys, SE Poland. *Journal of Palaeogeography*, 9, 16.

Peryt D., Garecka M., Peryt T.M., 2021. Foraminiferal and calcareous nannoplankton biostratigraphy of the upper Badenian-lower Sarmatian strata in the SE Polish Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 65, 18.

Peryt D., Gedl P., Jurek K., Węclaw D., Worobiec E., Worobiec G., Peryt T.M., 2024a. Environmental perturbations around the Badenian/Sarmatian (Middle Miocene) boundary in the Central Paratethys: Micropalaeontological and organic geochemical records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 647, 112221.

Peryt D., Gedl P., Worobiec E., Worobiec G., Peryt T.M., 2024b. Foraminiferal and Palynological Records of an Abrupt Environmental Change at the Badenian/Sarmatian Boundary (Middle Miocene): A Case Study in Northeastern Central Paratethys. *Geosciences*, 14, 86.

Peryt T.M., 2000. Resedimentation of basin centre sulphate deposits: Middle Miocene Badenian of Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sedimentary Geology*, 134: 331–342.

Peryt T.M., 2006. The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedimentary Geology*, 188–189: 379–396.

Peryt T.M., Jasionowski M., 1994. In situ formed and redeposited gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of southern Poland. *Sedimentary Geology*, 94: 153–163.

Peryt T.M., Kasprzyk A., 1992. Carbonate-evaporite sedimentary transitions in the Badenian (middle Miocene) basin of southern Poland. *Sedimentary Geology*, 76: 257–271.

Literatura

Literatura

- Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Peryt T.M., Peryt D., Szaran J., Hałas S., Jasionowski M., 1998. O poziomie anhydrytowym badenu w utworze wiertniczym Ryszkowa Wola 7 k. Jarosława (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 379: 60–76.
- Peryt T.M., Buła Z., Hałas S., Olszewska B., Pluta I., Słodkowska B., 2005. Non-marine evaporites in the Lower Miocene of Upper Silesia (Carpathian Foreland Basin, Poland). *Geologica Carpathica*, 56: 327–336.
- Petrichenko O.I., Peryt T.M., Poberegski A.V., 1997. Peculiarities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. *Slovak Geological Magazine*, 3: 91–104.
- Petronis M.S., Awdankiewicz M., Valenta J., Rappich V., Zebrowski J.P., Karim E., 2021. Eruptive and magma feeding system evolution of Sośnica Hill Volcano (Lower Silesia, SW Poland) revealed from volcanological, geophysical, and rock magnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 419, 107367.
- Pietzsch K., 1925. Die Braunkohlen Deutschlands. Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung, 488, Berlin.
- Piller W.E., Harzhauser M., Mandic O., 2007. Miocene Central Paratethys Stratigraphy – Current Status and Future Directions. *Stratigraphy*, 4: 151–168.
- Pisera A., 1978. Rafowe utwory miocenu z Roztocza zachodniego. *Przegląd Geologiczny*, 26: 159–163.
- Pisera A., 1985. Paleoeology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 35: 89–156.
- Pisera A., 1996. Miocene reefs of the Paratethys: A review. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5: 97–104.
- Piwocki M., 1965. Utwory trzeciorzędowe w okolicach Nysy. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 183–192.
- Piwocki M., 1967. Litostratygrafia utworów trzeciorzędowych w rejonie Chobieni. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 923–925.
- Piwocki M., 1975. Trzeciorzęd okolic Rawicza i jego węgloność. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 284: 73–132.
- Piwocki M., 1992. Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Przegląd Geologiczny*, 40: 281–286.
- Piwocki M., 1998. Charakterystyka dolnomiocenijskiej IV dąbrowskiej grupy pokładów węgla brunatnego w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 46: 55–61.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sprowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 43: 916–927.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands-lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geological Quarterly*, 41: 21–40.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004. Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen* (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Planderova E., Ziemińska-Tworzydło M., Grabowska I., Kohlman-Adamska A., Konzalova M., Nagy E., Pantic N., Rylova T., Sadowska A., Słodkowska B., Stuchlik L., Syabryaj S.A., Ważyńska H., Zrazlikova N., 1993. On paleo-floristic and paleoclimatic changes during the Neogene of Eastern and Central Europe on the basis of palynological research. *W: Proceedings International Symposium Paleofloristic and paleoclimatic changes during the Cretaceous and Tertiary*: 119–129.
- Poborski J., 1952. Złoże solne Bochni na tle geologicznym okolicy. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 78.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963. O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 33: 339–348.
- Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M., 2004. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 250.
- Porębski S.J., Oszczytko N., 1999. Litofacje i geneza piasków bogucickich (górną baden), zapadlisko przedkarpacie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 57–82.
- Porębski S.J., Warchoła M., 2006. Znaczenie przepływów hiperpyknałych i klinoforn deltowych dla interpretacji sedimentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpacie). *Przegląd Geologiczny*, 54: 421–429.
- Porębski S.J., Pietsch K., Hodiak R., Steel R.J., 2003. Origin and sequential development of Badenian-Sarmatian clinoforms in the Carpathian Foreland Basin (SE Poland). *Geologica Carpathica*, 54: 119–136.
- Przybylski B., Badura J., Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., Krajewska K., Kuszell T., 1998. The preglacial Nysa Kłodzka fluvial system in the Sudetic Foreland, southwestern Poland. *Geologia Sudetica*, 31: 171–196.
- Pusch G.G., 1833–1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. Bd. 1–2, Cotta, Stuttgart.
- Radwański A., 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 18: 387–446.
- Radwański A., 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). *Acta Geologica Polonica*, 19: 1–164.
- Radwański A., 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 23: 375–434.
- Raniecka-Bobrowska J., 1965. Kilka uwag o wieku kopalnej flory z Osieczowa oraz węgla brunatnego z Turowa. *Przegląd Geologiczny*, 13: 469–470.
- Rauch-Włodarska M., Zuchiewicz W., Włodarski W., 2006. Późnoneogeneńska aktywność tektoniczna w centralnej części zapadliska przedkarpaciego (Witów koło Nowego Brzeska). *Przegląd Geologiczny*, 54: 943–952.
- Rögl F., Steininger F.F., 1983. Vom Zerfall der Tethys zur Paratethys. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 85: 135–163.
- Rowan M.G., Krzywiac P., Bukowski K., Przybyło J., 2020. Nature and origin of large-scale and intrasalt deformation within the Wieliczka salt mine, Poland. *Geological Quarterly*, 64: 819–837.
- Rutkowski J., 1976. Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Prace Geologiczne*, 100.
- Rutkowski J., 1987. O niektórych trzecio-i czwartorzędowych itach okolic Krakowa. *W: Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej*: 24–26.
- Rutkowski J., Harasimiuk M., 1970. Trzeciorzęd okolic Chełma i Rejowca. *W: Przewodnik 42 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 154–157.
- Rytko W., 2004. Karpaty. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen* (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 271–338. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sadowska A., 1977. Roślinność i stratygrafia górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnego Polski południowo-zachodniej. *Acta Palaeobotanica*, 18 (1): 87–122.
- Sadowska A., 1986. Palynological investigations of the Kłodnica Beds in the Silesian part of the Carpathian Foredeep. *Geologia*, 12: 37–44.
- Sadowska A., 1987. Pliocenijskie flory południowo-zachodniej Polski. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*: 43–53.
- Sadowska A., 1992. Problem of the Miocene/Pliocene boundary as arising from palynostratigraphic studies from Gnojna (Southwestern Poland). *W: Pan-European Palaeobotanical Conference*: 211–217.
- Samsonowicz J., 1927. Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy. *Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Komisja Fizjograficzna PAU*.
- Sant K., de Leeuw A., Chang L., Czapowski G., Gąsiewicz A., Krijgsman W., 2015. Paleomagnetic analyses on Badenian-Sarmatian drill cores from the North Carpathian Foredeep (Middle Miocene, Poland). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 179–192.
- Schreiber B.C., Bąbel M., Lugli S., 2007. Introduction and overview. *Geological Society Special Publications*, 285: 1–13.
- Słodkowska B., 1998. Palynological characteristics of the Neogene brown coal seams. *Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 160: 28–33.
- Słodkowska B., 2004. Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland area (NW Poland). *Polish Geological Institute Special Papers*, 14.
- Słodkowska B., 2009. Palynology of the Palaeogene and Neogene from the Warmia and Mazury areas (NE Poland). *Geologos*, 15: 219–234.
- Słodkowska B., Gałazka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glaciektonicznych Wzgórz Dylewskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 251–294.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016. Paleogen i neogen: czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Przegląd Geologiczny*, 64: 15–25.
- Słodkowska B., Widera M., 2021. Vegetation response to environmental changes based on palynological research on the Middle Miocene lignite at the Józwin IIB open-cast mine (Konin region, central Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 91: 149–166.
- Słodkowska B., Widera M., 2022. Reconstruction of the sedimentary environment of phytogenic deposits in the Tomislawice opencast mine (Konin Region, central Poland). *Geological Quarterly*, 66, 34.
- Słodkowska B., Ziemińska-Tworzydło M., 2022. Polish Palaeobotany: 750 Million Years of Plant History as Revealed in a Century of Studies. *Research on the Paleogene and Neogene (Tertiary). Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 91, 9122.
- Stachacz M., 2007. Uwagi o wieku osadów miocenu środkowego okolic Szydłowa (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, 52: 168–174.
- Stachurska A., Sadowska A., Dyjor S., 1973. The Neogene flora at Sośnica near Wrocław in the light of geological and palynological investigations. *Acta Palaeobotanica*, 14: 162–176.
- Steininger F.F., Wessely G., 1999. From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene stratigraphy, paleogeography and paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 92: 95–116.
- Stuchlik L., 1987. Przegląd badań paleobotanicznych osadów pliocenijskich i wczesnoplejstocenijskich Polski środkowej i południowej. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*: 53–63.
- Stuchlik L., Ziemińska-Tworzydło M., Kohlman-Adamska A., Grabowska I., Słodkowska B., Sadowska A., 2001. Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene, Vol. 1, Spores. *Polish Academy of Sciences, Kraków*.
- Stuchlik L., Ziemińska-Tworzydło M., Kohlman-Adamska A., Grabowska I., Słodkowska B., Ważyńska H., Sadowska A., 2009. Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene, Vol. 3, Angiosperms (1). *Polish Academy of Sciences, Kraków*.
- Stuchlik L., Ziemińska-Tworzydło M., Kohlman-Adamska A., Grabowska I., Słodkowska B., Worobiec E., Durska E., 2014. Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene, Vol. 4. Angiosperms (2). *Polish Academy of Sciences, Kraków*.
- Studencka B., 1994. Middle Miocene bivalve faunas from the carbonate deposits of Poland (Central Paratethys). *Géologie Méditerranéenne*, 21: 137–145.
- Studencka B., 1999. Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 43: 467–477.
- Studencka B., 2015. Małże z osadów środkowego miocenu zapadliska przedkarpaciego: otwory wiertnicze Busko (Młyn) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 – stratygrafia i taksonomia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 461: 95–114.
- Studencka B., 2024. Pectinidae and Cardiidae from the middle Miocene of Poland – witnesses of environmental changes in the Paratethys. *W: 10th International Workshop NCSEE, Abstract Volume*: 76–77.
- Studencka B., Jasionowski M., 2011. Bivalves from the Middle Miocene reefs of Poland and Ukraine: A new approach to Badenian/Sarmatian boundary in the Paratethys. *Acta Geologica Polonica*, 61: 79–114.
- Studencka B., Studencki W., 1988. Middle Miocene (Badenian) bivalves from the carbonate deposits of the Wójcza-Pińczów Range (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 38: 1–44.
- Studencka B., Gontsharova I., Popov S.V., 1998. The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. *Acta Geologica Polonica*, 48: 285–341.
- Studencki W., 1979. Sedimentation of algal limestones from Busko-spa environs (Middle Miocene, Central Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27: 155–165.
- Studencki W., 1988a. Red algae from the Pinczów Limestones (Middle Miocene, Świętokrzyskie Mountains, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, 33: 3–57.
- Studencki W., 1988b. Facies and sedimentary environment of the Pinczów limestones (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, central Poland). *Facies*, 18: 1–25.
- Studencki W., 1999. Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpathian Foredeep in Poland: facies variability and palaeoclimatic implications. *Geological Quarterly*, 43: 395–404.
- Szczeczura J., 2006. Middle Miocene (Badenian) ostracods and green algae (Chlorophyta) from Kamienica Nawojowska, Nowy Sącz Basin (Western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 57: 103–122.
- Szynkiewicz A., 2000. Wiek węgla brunatnego na tle pozycji geologicznej badanych próbek (KWB "Bełchatów"). *Przegląd Geologiczny*, 48: 1038–1044.
- Ślęczka A., 1976. Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwartalnik Geologiczny*, 20: 958–959.
- Ślęczka A., 1977. Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 405–406.
- Ślęczka A., Kolasa K., 1997. Resedimented salt in the Northern Carpathian Foredeep (Wieliczka, Poland). *Slovak Geological Magazine*, 3: 135–155.
- Ślęzak J., Koszarski A., Koszarski L., 1995. Calcareous nannoplankton stratigraphy of the terminal flysch deposits from the Skole nappe (Oligocene-Miocene, Polish Carpathians, Krosno Beds). *W: Proceedings 5th International Nanofossils Association Conference in Salamanca*: 267–277.
- Śliwiński M., Bąbel M., Nejbert K., Olszewska-Nejbert D., Gąsiewicz A., Schreiber B.C., Benowitz J.A., Layer P., 2012. Badenian-Sarmatian chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326–328: 12–29.
- Świdziński H., 1961. La série de Richwald dans les Karpates flyschouses. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences géologiques et géographiques*, 9: 109–119.
- Tietze E., 1889. Beiträge zur Geologie von Galizien. *Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt*, 39: 289–404.
- Tołwiński K., 1950. Brzeg Karpat. *Acta Geologica Polonica*, 1: 12–40.
- Uhlig V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpaten I. Die Sandsteinzonen zwischen dem penninischen Klippenzuge und dem Nordrande. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 38: 83–264.
- Vinken R. (red.), 1988. The Northwest European Tertiary Basin: results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124. *Geologisches Jahrbuch*, A100.
- Wala A., 1961. Litologia mioceńskiej serii ewaporatów w okolicy Pińczowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 5: 275–280.
- Wala A., 1962. Charakterystyka petrograficzna profili serii gipsowej w okolicy Buska, Wiślicy i Gąratowic oraz próba korelacji ich z profilem w Gackach koło Pińczowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 6: 269–271.
- Wala A., 1963. Korelacja litostratygraficzna serii gipsowej obszaru nadnidziańskiego. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 7: 530–532.
- Walczowski A., 1977. „Preglacjalne” żwiry zapadliska przedkarpaciego. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 942.
- Walkiewicz Z., 1984. Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *Wydaw. Uniwersytetu im. A. Mickiewicza. Seria Geologia*, 10.
- Watycha L., 1976. Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 20: 575–587.
- Watycha L., 1977. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec. *Inst. Geol., Warszawa*.
- Ważyńska H., 1998. Palinologia i paleogeografia neogenu Niżu Polskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 160: 34–35.
- Westerhold T., Marwan N., Drury A.J., Liebrand D., Agnini C., Anagnostou E., Barnett S.K., Bohaty S.M., de Vleeschouwer D., Florindo S., Frederichs T.,

Literatura

- Hodell D.A., Houlbourn A.E., Kroon D., Laurentino V., Littler K., Lourens L.J., Lyle M., Pälike H., Röhl U., Tian J., Wilkens R.H., Wilson P.A., Zachos J.C., 2022. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, 369: 1383–1387.
- Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstocenijskiego Wielkopolski. *Wydaw. Naukowe UAM, Poznań*.
- Widera M., 2021. *Geologia polskich złóż węgla brunatnego*. Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań.
- Widera M., Chomiak L., Zieliński T., 2019. Sedimentary facies, processes and paleochannel pattern of an anastomosing river system: an example from the Upper Neogene of Central Poland. *Journal of Sedimentary Research*, 89: 487–507.
- Widera M., Bechtel A., Chomiak L., Maciaszek P., Słodkowska B., Wachocki R., Worobiec E., Worobiec G., Zieliński T., 2021a. Palaeoenvironmental reconstruction of the Konin Basin (central Poland) during lignite accumulation linked to the Mid-Miocene Climate Optimum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 568, 110307.
- Widera M., Zieliński T., Chomiak L., Maciaszek P., Wachocki R., Bechtel A., Słodkowska B., Worobiec E., Worobiec G., 2021b. Tectonic-climatic interactions during changes of depositional environments in the Carpathian foreland: An example from the Neogene of central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 71: 519–542.
- Widera M., Kłesk J., Urbański P., 2024. The geology of the deepest Cenozoic lignite-rich grabens in Poland with particular reference to their lithostratigraphy: a comparative study. *Geology, Geophysics & Environment*, 50: 131–143.
- Wiewiórka J., 1974. Poziom najstarszej soli kamiennej w pokładowym złożu solnym Wieliczki. *Studia i Materiały do Dziejów Żup Solnych w Polsce*, 3: 46–58.
- Wiewiórka J., 1988. Warunki geologiczne eksploatacji soli w Żupach Krakowskich. *W: Dzieje Żup Krakowskich*: 37–70.
- Winter H., 2015. Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 202: 53–106.
- Worobiec E., Birkenmajer K., 2014. Zapis palinologiczny środowiska pliocenijskiego paleojeziora mizerniańskiego i jego okolic w osadach z wiercenia Mizerna-Nowa na Podhalu. *Pieniny. Przyroda Człowiek*, 13: 9–18.
- Worobiec G., Worobiec E., Erdei B., 2020. Fossil calimothalloid fungi: revised taxonomy, modern equivalents and palaeoecology. *Fungal Biology*, 124: 835–844.
- Worobiec E., Widera M., Worobiec G., Kurdziel B., 2021. Middle Miocene palynoflora from the Adamów lignite deposit, central Poland. *Palynology*, 45: 59–71.
- Worobiec E., Widera M., Worobiec G., 2022a. Palaeoenvironment of the middle Miocene wetlands at Drzewce, Konin region, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 92: 201–218.
- Worobiec E., Worobiec G., Kasiński J.R., 2022b. Decline of Neogene lignite formation as a result of vegetation and climate changes reflected in the middle Miocene palynoflora from the Ruja lignite deposit, SW Poland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 298, 104593.
- Wójcik A., Kopicowski R., Malata T., Marciniak P., Nescieruk P., 1996. Propozycja podziału jednostek litostratygraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W: Przewodnik 67 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 209–215.
- Wójcik A., Garecka M.K., Malata T., Pilarz M., 2021. The youngest deposits infilling the Gdów "embayment" (Carpathian orogenic front, south Poland) are not older than late Sarmatian-Pannonian. *Geological Quarterly*, 65, 22.
- Wróbel I., 1981. Ily zielonogórskie czy seria zielonogórska (artykuł dyskusyjny). *Prace Badawcze Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Ziemi Lubuskiej w latach 1975–1980*: 112–120.
- Wysocka A., Jasionowski M., Peryt T., 2007. Miocen Roztocza. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 422: 79–96.
- Wysocka A., Łoziński M., Śmigiełski M., Czarniecka U., Bojanowski M., 2018. New data on the age of the sedimentary infill of the Orava-Nowy Targ Basin – a case study of the Bystry Stream succession (Middle/Upper Miocene, Western Carpathians). *Geological Quarterly*, 62: 327–343.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693.
- Zieliński T., Widera M., 2020. Anastomosing-to-meandering transitional river in sedimentary record: A case study from the Neogene of central Poland. *Sedimentary Geology*, 404, 105677.
- Ziemińska-Tworzydło M., Grabowska I., Kohlman-Adamska A., Skawińska K., Słodkowska B., Stuchlik L., Ważyńska H., 1994a. Taxonomical revision of selected pollen and spores taxa from Neogene deposits. *Acta Palaeobotanica, Supplementum*, 1: 5–30.
- Ziemińska-Tworzydło M., Grabowska I., Kohlman-Adamska A., Sadowska A., Słodkowska B., Stuchlik L., Ważyńska H., 1994b. Checklist of selected genera and species of spores and pollen grains ordered in morphological system. *Acta Palaeobotanica, Supplementum*, 1: 31–56.
- Żgiet J., 1961. Nowe dane o serii menilitowo-krośnieńskiej jednostki skolskiej w Karpatach rzeszowsko-sanockich. *Kwartalnik Geologiczny*, 5: 995–996.
- Żyto K., 1968. Budowa geologiczna Karpat między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach. *CAG, Warszawa* [nr kat. 74/203, nr inw. 42015], Kraków [nr kat. 5135/73, nr inw. 1675].

