

PALEOGEN

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

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
PALEOGEN	oligocen	szat	23,04
		rupel	27,30
	eocen	priabon	33,9
		barton	37,71
		lutet	41,03
		iprez	48,07
		tanet	56,0
	paleocen	zeland	59,24
		dan	61,66
			66,0

Wstęp

Barbara Słodkowska, Paweł Urbański, Marek Jasionowski, Tomasz Malata

Paleogen dzieli się na trzy oddziały: paleocen (66,0–56,0 mln lat temu), eocen (56,0–33,9 mln lat temu) i oligocen (33,9–23,04 mln lat temu), które łącznie trwały 42,96 mln lat. W paleogenie obszar środkowej Europy znajdował się w zasięgu dwóch prowincji paleogeograficznych o różnej historii i genezie. Obszar Niżu Polskiego, genetycznie związany z basenem pra-Morza Północnego, stanowił jego SE odnogę. Na obszarze Polski był to zbiornik epikontynentalny z dominującymi facjami płytkomorskimi; tylko na obszarze NW Polski panowały warunki głębokomorskie. Druga prowincja to zbiornik karpacki o zróżnicowanej budowie geologicznej i historii, gdzie zaznaczyła się działalność związana z ewolucją orogenu karpackiego. Obszar zapadliska przedkarpackiego jest ściśle związany ze zbiornikiem karpackim. Klimat w okresie paleogenu był bardzo ciepły z wczesnoeocেনskim optimum klimatycznym, a na przełomie eocenu i oligocenu uległ znacznemu ochłodzeniu.

Utwory paleogenu występują na znacznym obszarze Polski (fig. 1). Osady paleocenu odsłaniają się na powierzchni terenu w przełomie Wisły pomiędzy Kazimierzem Dolnym a Puławami, koło Nałęczowa, w dolinie Bystrzycy i Ciemięgi oraz koło Lublina i Chełma (Krzowski, 1993). Osady eocenu odsłaniają się na powierzchni tylko w nielicznych miejscach, głównie na obszarze Lubelszczyzny. Poznano odsłonięcia i płytkie wychodnie eocenu w dolinie Sołokiji¹ oraz koło Hrebennego i Siedlisk (Buraczyński, Krzowski, 1994; Buraczyński, 1997; Buraczyński, Rzechowski, 1998; Gedl, 2014). Osady oligocেনskie na powierzchni terenu odsłaniają się bardzo rzadko, m.in. na Lubelszczyźnie w rejonie Pagórów Chełmskich (Buraczyński, 2013).

Utwory paleogenu na Niżu Polskim wyróżnił jako pierwszy Pusch (1833–1836), który opisywał je jako „formację gliny plastycznej i węgla brunatnego” i zaliczał do miocenu oraz oligocenu. Oligocen na Niżu Polskim w okolicach Szczecina opisał Beyrich (1856), będący zresztą kreatorem tego oddziału, a utwory rupelu na tym samym terenie rozpoznał po raz pierwszy Girard (1855). Możliwość występowania wyższych pięter paleocenu w facjach morskich na obszarze Wyżyny Lubelskiej na podstawie analizy ichtiofauny dostrzegali Liszkowski (1970). Historię badań osadów paleogenu do 2004 r. zawarto w monografii „Budowa geologiczna Polski” (Peryt, Piwocki, 2004), gdzie przedstawiono również opis stratygrafii paleogenu w trzech regionach – Niżu Polski wraz z jego południowym obrzeżeniem, zapadlisko przedkarpackie oraz Karpaty. Dla każdego z regionów opracowano zarys historii badań i przedstawiono podstawy stratygrafii. Zasadniczy zarys stratygrafii tych obszarów przedstawiono w układzie chronostratygraficznym z podziałem na systemy i oddziały. Całość uzupełniły dane dotyczące magmatyzmu oraz rozwoju paleogenu i neogenu w zapadliskach oraz rowach tektonicznych Niżu Polskiego, i w jego południowym obrzeżeniu.

Wiele nowszych prac dotyczyło granicy kreda/paleogen w rejonie Puław (m.in. Machalski, 2005a, b, 2012; Świerczewska-Gładysz, Olszewska-Nejbert, 2006; Racki i in., 2011; Machalski i in., 2016, 2022; Machalski, Jagt, 2018; Remin i in., 2021).



FIG. 1. Rozprzestrzenienie utworów paleogenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

Obszerny przegląd wystąpień paleogenu w strefach zaburzeń glaciotektonicznych przedstawili: Ber, Krzyszkowski (2004), Słodkowska, Gałązka (2015) oraz Kasiński, Słodkowska (2017).

Utwory danu i zelandu udokumentowano na obszarze NE Polski (Słodkowska, 2009; Słodkowska, Gałązka, 2015). Utwory zelandu rozpoznano także na obszarze Pomorza koło Tucholi (Słodkowska, 2004a). Morskie osady górnego paleocenu (tanetu) po raz pierwszy udokumentowano na Niżu Polskim w wierceniach z okolic Szczecina (Grabowska, 1968, 1983). Na podstawie badań mikroflorystycznych osady tanetu wykształcone w facjach lądowych stwierdzono w wierceniach z NE Polski (Słodkowska, Gałązka, 2015). Płytkomorskie utwory eocенskie zostały opisane na obszarze NE Polski (Słodkowska, 2009; Słodkowska, Gałązka, 2015; Słodkowska, Kasiński, 2016a), a także na północnej Lubelszczyźnie (Kramarska i in., 2008; Kasiński, 2016; Słodkowska, Kasiński, 2016b; Słodkowska i in., 2022). Utwory rupelu, włączone obecnie do dolnego oligocenu, zostały rozpoznane na Niżu Polskim jeszcze w połowie XIX w., ale ich dokumentację biostratygraficzną opracowano przeszło 100 lat później (m.in. Słodkowska, 2004a, 2009; Słodkowska, Gałązka, 2015). Wiele nowych danych o litologii, stratygrafii i paleogeografii oligocenu na obszarze Wielkopolski przedstawili Widera

¹ Zachowano tradycyjny i utwalony zapis form dopełniacza i miejscownika nazwy rzeki Solokija [red.].

1 Paleogen basenu Niżu Polskiego

Jacek R. Kasiński, Barbara Słodkowska, Paweł Urbański

1.1. GENEZA BASENU I PALEOGEOGRAFIA

Basen Niżu Polskiego jest basenem epikratycznym, rozciągającym się od Morza Północnego przez Niemcy i Polskę po Litwę, Białoruś i Ukrainę (Knox i in., 2010), o niejasnej genezie, w pierwszej fazie (paleocen) związanej z naprężeniami kompresyjnymi (Mazur i in., 2005). Dominującym zdarzeniem w jego rozwoju była późnokredowo-paleoceńska faza inwersji strukturalnej bruzdy śródpolskiej, po której nastąpiła faza druga, związana z wypiętrzeniem wału śródpolskiego w środkowym-późnym eocenie. Na przełomie eocenu i oligocenu (Knox i in., 2010) na znacznej części obszaru na SW od strefy Teisseyre'a-Tornquista, w tym zwłaszcza na obszarze monokliny przedsudeckiej, powstał zespół wąskich rowów tektonicznych związanych z rozwojem europejskiego systemu kenozoicznych ryftów, a także naciskami od strony tworzącego się orogenu karpackiego (Jarosiński i in., 2009). W obrębie rowów miąższości osadów kenozoicznych znacznie wzrasta (nawet do ponad 800 m) i występują tam grube pokłady węgla brunatnego, głównie wieku mioceńskiego, co świadczy o synsedymenacyjnej aktywności tektonicznej (Kasiński, 1984, 2004).

Obszar Polski pozakarpackiej w paleocenie był silnie zerodowany i speneplenizowany. W paleocenie na teren ten wkraczały kilkakrotnie transgresje morskie. We wczesnym i środkowym paleocenie, eocenie środkowym i późnym do wczesnego oligocenu obszar Niżu Polskiego pokrywało niezbyt głębokie morze. W późnym paleocenie i wczesnym eocenie oraz późnym oligocenie obszar Niżu Polskiego był łądem.

Niżowy zbiornik morski wczesnego paleocenu (dan) miał połączenie z borealną prowincją faunistyczną basenu duńskiego i basenu wschodnioeuropejskiego, a jednocześnie poprzez terytorium północnych Niemiec z merydionalną prowincją zachodniej Europy.

W paleocenie środkowym (zeland) nadal panowały morskie warunki sedymentacji i tworzyły się utwory wyższej części formacji puławskiej. Sedymencja odbywała się w strefie litoralnej w niewielkiej odległości od brzegu. Nastąpiło spłycenie basenu związane z postępującą regresją.

W późnym paleocenie (tanet) morze wycofało się całkowicie z obszaru Niżu Polskiego, który podlegał intensywnej denudacji. W gorącym i wilgotnym klimacie zaczęły rozwijać się zjawiska krasowe i pokrywy zwietrzelinowe. Na całym obszarze nastąpił wyraźny wzrost temperatury, prowadzący do panowania warunków tropikalnych, przerywanych jednak przez epizody klimatu suchego (Albers, 1981). W niewielkich, izolowanych depresjach powstawały lokalnie osady rzeczne, jeziorne i bagienne zarówno na obszarze NW, jak i NE Niżu (Grabowska, 1983; Słodkowska, Gałązka, 2015). Przeważały procesy wietrzenia i erozji typowe dla klimatu ciepłego

Badania geologiczne paleocenu w Karpatach zewnętrznych rozpoczęły się w I połowie XIX w. Pierwszym ich podsumowaniem były mapy „Atlasu Geologicznego Galicji”. Dalszy rozwój rozpoznania osadów nastąpił w trzeciej i czwartej dekadzie XX w. Wyróżniane wówczas wydzielenia litostratygraficzne zostały zestawione w słowniku stratygraficznym Karpat zewnętrznych (Świdziński, 1947). Znaczne uszczegółowienie tego podziału nastąpiło w II połowie XX w. (zob. historię badań w Rytko, 2004).

Pod względem biostratygraficznym podział paleocenu był zasadniczo oparty na badaniach mikrofauny otwornicowej (np. Waškowska-Oliwa, 2005; Cieszkowski i in., 2007; Waškowska, 2011, 2015; Szydło i in., 2014; Olszewska, Szydło, 2017; Machanec i in., 2020), nanoplanktonu wapiennego (Oszczypko-Clowes, 2008; Garecka, 2008, 2012; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010; Garecka, Szydło, 2015; Dziadzio i in., 2016; Wójcik-Tabol i in., 2023), a także promienic (Bąk, 1995; Bąk i in., 1997) i cyst brudnic (Gedl, 2013).

Efektom przeprowadzonych badań było powstanie wielu opracowań o charakterze litostratygraficznym. Zaproponowano schematy podziału litostratygraficznego dla całych Karpat lub ich znacznych części (np. Golonka i in., 2013). W wielu strefach Karpat opracowano również propozycje formalizacji tych wydzieleni (Oszczypko i in., 2005).

i wilgotnego, co zapewne ma związek z PETM (ang. *Paleocene-Eocene Thermal Maximum*).

Utwory paleocenu na Niżu Polskim osiągają przeciętnie 100 m miąższości, a w zapadliskach tektonicznych – nawet do 700 m. Są rozwinięte bardzo nieregularnie, w sposób nieciągły i zawierają liczne luki stratygraficzne. Tylko z pojedynczych profili są znane utwory należące do wszystkich pięter okresu (Piwocki, Kramarska, 2004). Paleocen to klastyczne osady płytkomorskie, z utworami węglanowymi w paleocenie. Facje oceaniczne rozwinęły się tylko w rupelu w NW części Polski (Gramann, Kockel, 1988). Płytkomorskie, brakiczne i lądowe osady z występującym podrzędnie węglem brunatnym powstały w tym czasie na znacznym obszarze Niżu Polskiego.

Granica północna występowania osadów paleocenu na obszarze Niżu Polskiego przebiega kilkadziesiąt kilometrów na północ od wybrzeża Morza Bałtyckiego, granica południowa – wzdłuż północnego przedpoła Roztocza, północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i NW części sudeckiego uskoku brzeźnego, (fig. 1; Piwocki, 2004a; Knox i in., 2010).

Kenozoiczny rozwój tektoniczny na obszarze Niżu Polskiego zachodził w zmieniającym się na przemian reżimie kompresyjnym i ekstensyjnym. Główna faza regionalnej kompresji miała miejsce w późnej kredzie i paleocenie. Kolejne fazy kompresji (środkowo-późny eocen i późny oligocen) przyczyniały się do wynoszenia wału śródpolskiego i obszarów otaczających, czego skutkiem jest brak osadów (Krzywiec, 2002; Jarosiński i in., 2009). Natomiast w wyniku odprężenia tektonicznego (przełom eocen/oligocen) zostało zainicjowane odmłodzenie przedkenozoicznych systemów rowów tektonicznych na Niżu Polskim (fig. 2).

Wzmiankowane struktury rowowe były często reaktywowane w neogenie, a nawet w czwartorzędzie. W wyniku powolnej i równomiernej subsydencji dna rowów była w nich możliwa sedymencja miąższych formacji osadowych (Kasiński, Słodkowska, 2016; Słodkowska, Kasiński, 2016a).

1.2. STRATYGRAFIA PALEOGENU

W stratygrafii utworów paleocenu Niżu Polskiego są stosowane trzy podstawowe kategorie klasyfikacyjne: litostratygraficzna, biostratygraficzna i chronostratygraficzna. Fundamentalne znaczenie dla paleocenu na Niżu Polskim ma klasyfikacja litostratygraficzna, uzupełniona w różnym stopniu przez dane biostratygraficzne, radiometryczne i klimatostratygraficzne. Ważne są dane mikrofaunistyczne (otwornice) w odniesieniu do utworów morskich oraz dane mikroflorystyczne (fitoplankton, sporomorfy, nanoplankton)

w odniesieniu do utworów morskich, brakicznych i lądowych paleocenu. Obserwuje się zróżnicowanie regionalne w występowaniu osadów paleocenu. We wschodniej i NE Polsce profil paleocenu rozpoczynają osady dolnego paleocenu, a w NW Polsce – osady środkowego paleocenu, górnego eocenu lub dolnego oligocenu.

1.2.1. Litostratygrafia

Podstawą przyjętych kryteriów podziałów litostratygraficznych są cechy litologiczne. Pozwalają one w zasadzie na jednoznaczne określenie jednostki litostratygraficznej w odróżnieniu od jednostek sąsiadujących (fig. 3; Kasiński, Słodkowska, 2016). Na podstawie określonych cech litologicznych i genetycznych osady paleocenu Polski pozakarpackiej zostały zgrupowane w ośmiu jednostkach litostratygraficznych o randze formacji, z których cztery obejmują swym zasięgiem cały Niż Polski. W paleocenie wyróżniono dwie formacje – puławską i odrzańską, w eocenie formacje tarnowską i pomorską, a w oligocenie cztery formacje – mosińską dolną, czempieńską, mosińską górną i leszczyńską (tab. 1; Kasiński, Słodkowska, 2016).

Paleocen. Współczesny zasięg geograficzny paleocenu obejmuje obszar północnej i wschodniej Polski. Przeciętna miąższość paleocenu wynosi ok. 35 m (fig. 4; Piwocki, 2004a).

Współcześnie osady dolnego paleocenu (danu) występują najpełniej w przełomie środkowej Wisły, na wyniesieniu mazurskim oraz w niecce pomorskiej i szczecińskiej (fig. 4, 5). Profil paleocenu rozpoczynają morskie osady danu zaliczane do formacji puławskiej (Odrzywolska-Bieńkowska i in., 1981; Słodkowska, 2004b). Utwory te osiągają maksymalnie miąższość nieco ponad 100 m i są pod względem litologicznym zbliżone do najwyższego mastrychtu. Są to piaszczyste z glaukonitem i fosforytami, przechodzące w gęzy piaszczyste znane jako siwak (Hansen i in., 1989). W górnej części formacji puławskiej występują wapień piaszczyste z glaukonitem i zniszczone skamieniałości mięczaków, które zawierają mieszany zespół mikrofauny ciepłolubnej i borealnej (Giel, 1983).

Utwory paleocenu środkowego (zelandu) należące również do formacji puławskiej występują na nieco mniejszym obszarze, obejmującym synklinorium brzeźne. Osadziły się gęzy margliste z czertami, margle i wapień, miejscami z drobnymi gruzłami fosforytów (Marzec, 1973; Matl, Smigielska, 1977). Wapniistość osadów maleje ku górze profilu, co świadczy o powolnym ustępowaniu warunków morskich.

Osady tanetu występują w nielicznych miejscach na Niżu (fig. 6); rozpoznano je w niecce szczecińskiej. Są to utwory formacji odrzańskiej, którą rozpoczynają węgliste piaski i muły z licznymi korzeniami i uwęglonym detrytusem roślinnym. W stropie tej formacji występuje pokład węgla brunatnego, określany jako VII pokład odrzański. W okolicach Hawy i na wyniesieniu mazurskim występują ciemnobrunatne ily i muły tego wieku (Słodkowska, Gałązka, 2015).

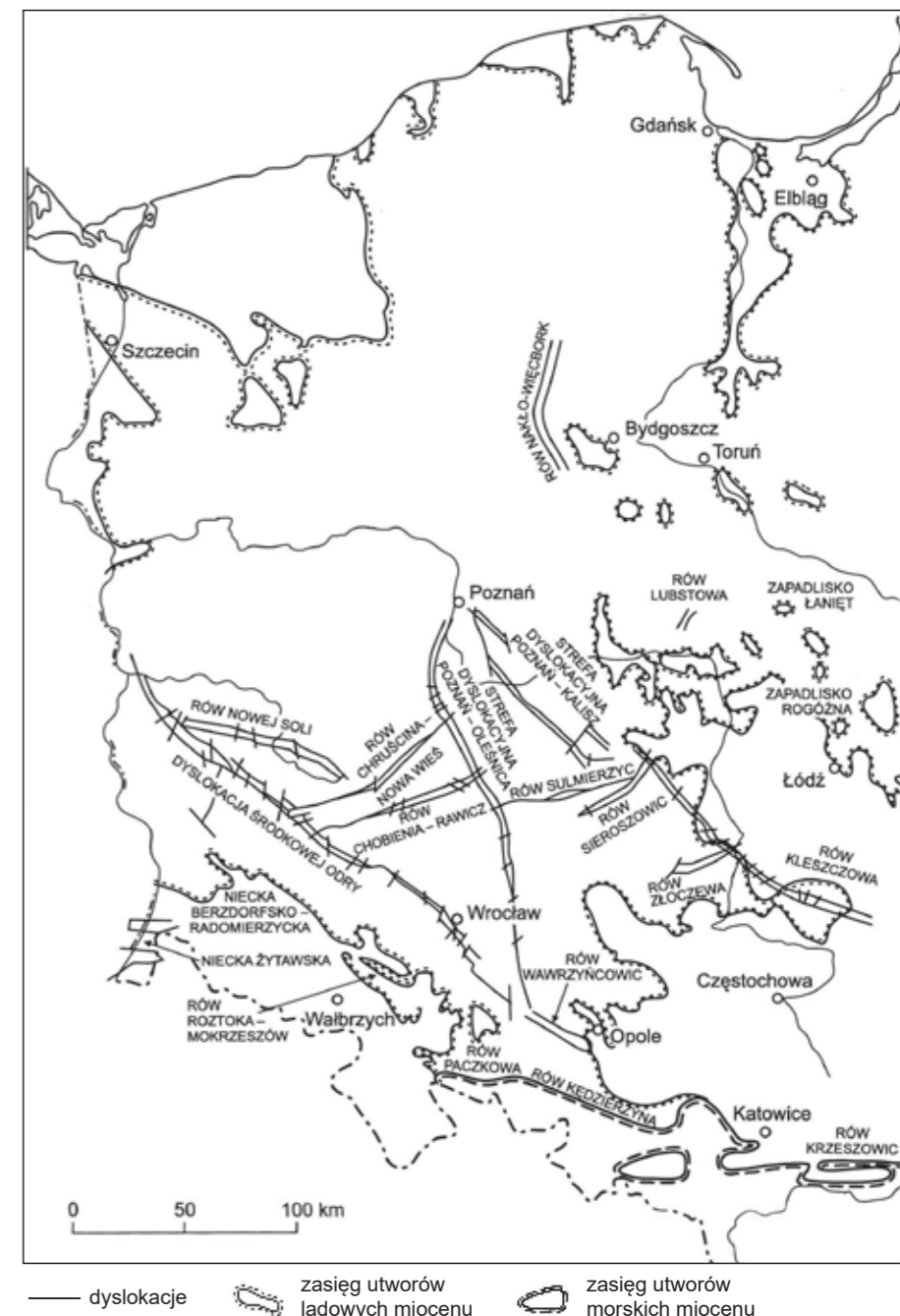


FIG. 2. Sieć odmłodzonych kenozoicznych rowów tektonicznych na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, 2004)

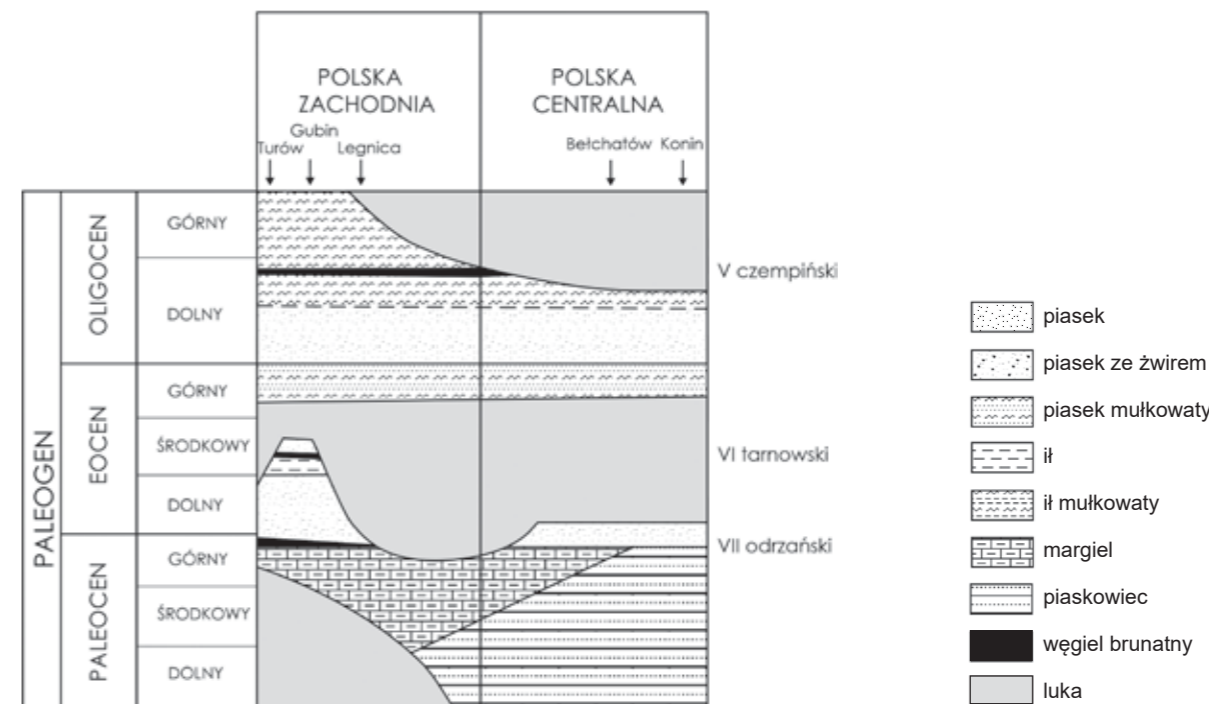


FIG. 3. Schemat stratygraficzny cyklu węglotwórczych w paleocenie na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, Słodkowskiej, 2016)

TAB. 1. Schemat litostratygraficzny paleogenu na Niżu Polskim

Chronostratygrafia			Litostratygrafia								Litologia		Biostratygrafia			Środowisko	
Oddział	Piętro	Wiek [mln lat]	Nazwa jednostki litostratygraficznej	Podjednostki litostratygraficzne	Kreator	Nazwa, typowy profil	Synonimy	Miaższość [m]	Pokład węgla	Obszar występowania (+ obszar typowy)	Profil stratotypowy	Opis, facja	Poziomy dinocystowe	Poziomy otwornicowe	Poziomy nanoplanktonowe	Środowisko sedimentacji	Klimat
Oligocen	szat	23,04–27,30	formacja leszczyńska	–	Ciuk (1967)	od miasta Leszno (woj. wielkopolskie), w okolicach którego znajdują się profile stratotypowe	–	śr. 25	–	zachodnia i częściowo środkowa część Niżu Polskiego, na terenie Ziemi Lubuskiej, Wielkopolski i Dolnego Śląska	Torzym 104/92	bardzo drobnoziarniste i pylaste bezwapienne piaski kwarcowe, szare i szarozielonkawe z obfitym luszczkiem i nielicznym glaukonitem, tylko w zachodniej Polsce	D15	B6	NP25	obszar lądowy, dominuje erozja i denudacja, w zachodniej Polsce transgresja morska, strefa litoralna	ciepłomiarkowany
	rupel	27,30–33,90	formacja mosińska górna*	–	Ciuk (1970)	od miejscowości Mosina położonej w rowie poznańskim	–	śr. 23,5	–	północna, środkowa i wschodnia Polska	otw. Sulechowo	drobnoziarniste i mulkowane piaski kwarcowe z glaukonitem, w spagu z ziarnami żwiru kwarcowego, w części stropowej przechodzące w szare i szarozielone mulowce piaszczyste z glaukonitem	D14nb	B5	NP24	transgresja morska, sedimentacja w strefie litoralnej, częściowo w lagunach	wilgotny, ciepłomiarkowany
			formacja czempińska	–	Ciuk (1967)	od miasta Czempin położonego na skraju rowu poznańskiego, między dobrze zbadanymi złożami węgla brunatnego Mosina i Czempin	formacja ilów toruńskich (Jentzsch, 1897); formacja rupelska (Piwocki, Olkiewicz-Paprocka, 1987)	śr. 23	V pokład czempiński	północna część monokliny przedsudeckiej i niecki mogileńsko-łódzkiej, wał śródpolski w jego pomorskiej i kujawskiej części, w niekach pomorskiej i warszawskiej oraz na wyniesieniu Leby, na terenie obniżenia nadbałtyckiego	Smarzewo 04/21	szarobrunatne piaski mulkowane, mulki i ily z przewarstwieniami piasków, często laminowane i zawierające liczne struktury bioturbacyjne; powszechnie występują zawęglenia i domieszka drobnych ksyliitów; w dolnej części sekwencji występuje lokalnie cienki pokład atrytowego węgla brunatnego	D14na	B5	NP22–NP23	warunki brakiczne, osady środowisk lagunowych, deltowych, barierowych i pływowych	wilgotny, ciepłomiarkowany
			formacja mosińska dolna*	ogniwo z Chlapowa	Ciuk (1967)	typowy profil ustalono w otworach wiertniczych w okolicy Mosiny; nazwa „ogniwo z Chlapowa” pochodzi od miejscowości Chlapowo na wyniesieniu Leby	–	5–50	–	niecka szczecińska i mogileńska, NW część monokliny przedsudeckiej i na peryklinie Żar oraz w niecce pomorskiej i warszawskiej, na wyniesieniu Leby, w obniżeniu nadbałtyckim oraz po części na wyniesieniu mazurskim	Mosina 191/52 Chlapowo II Szczecin IG 1	szarozielone i ciemnozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek, w spagu z warstwą żwiru kwarcowego i konglomeratami fosforytowymi; osady te miejscami zawierają przewarstwienia mulków piaszczystych z glaukonitem i muskowitem, toczące i drobne konglomeraty syderytowe	D13	B5	NP21	kolejna transgresja morska, sedimentacja w środowiskach pływowych i deltowych	umiarkowany
Eocen	priabon	33,90–37,71	formacja pomorska	ogniwo z Polczyna	Ciuk (1972)	od miejscowości Polczyno na wyniesieniu Leby	seria mieroszyńska (Marzec, Woźny, 1972); formacja jerzmanowicka (Piwocki, 2004a); formacja z Siemienia (Pożaryska, 1977)	śr. 18	–	rozległe terytorium Niżu Polskiego, przebiegające mniej więcej na północ i SE od linii Gubin–Głogów–Konin–Warszawa–Puławy–Tomaszów Lubelski; na południe od tego obszaru osady formacji pomorskiej i jej odpowiedników występują sporadycznie w postaci cienkich, ocalałych od późniejszej erozji strzępów	Szczecin IG 1	szarozielone mulowce piaszczyste z glaukonitem i muskowitem oraz ilowce łupkowe z przemazami jasnozielonych piasków glaukonitowych, z ziarnami bursztynu, żwirkiem kwarcowym i pojedynczymi konglomeratami fosforytowymi; osady są miejscami wapieniste i zawierają nieznaczny detrytus fauny mięczaków, ichtnoskamieniałości, szczątki ryb oraz uwęglony detrytus roślinny; szarozielone piaski kwarcowe z domieszką glaukonitu i cienkimi przelawieniami mulowców piaszczystych, z pojedynczymi ziarnami bursztynu	D11–D12	B4	NP16–NP20	transgresja morska, sedimentacja w strefie litoralnej	subtropikalny, ciepłomiarkowany
	barton	37,71–41,03										mulki piaszczyste glaukonitowe, szarozielone z fauną, miejscami mulki piaszczyste z substancją węglistą, laminowane; w NW Polsce ciemnobrunatne mulowce z fragmentami roślin; piaski glaukonitowe, ily mulkowane, szarozielonkawe, łupki ilaste w NW Polsce, mulowce węgliste, lokalnie cienki pokład węgla brunatnego	D5–D10	B3–B4	NP9–NP15	dominuje erozja i denudacja, miejscami regresujący zbiornik morski	tropikalny i subtropikalny
	lutet	41,03–48,07	formacja tanowska	–	Ciuk (1974)	od miejscowości Tanowo, w której wykonano otwór Szczecin IG 1	–	33,60–61,60	VI pokład tanowski	niecka szczecińska	Szczecin IG 1 Goleniów IG 1	mulki piaszczyste glaukonitowe, szarozielone z fauną, miejscami mulki piaszczyste z substancją węglistą, laminowane; w NW Polsce ciemnobrunatne mulowce z fragmentami roślin; piaski glaukonitowe, ily mulkowane, szarozielonkawe, łupki ilaste w NW Polsce, mulowce węgliste, lokalnie cienki pokład węgla brunatnego	D4–D5	B2	NP6–NP9	sedimentacja lądowa w strefie nadbrzeżnych bagnisk	wilgotny, ciepłomiarkowany
	iprez	48,07–56,00															
Paleocen	lanet	56,00–59,24	formacja odrzańska	–	Ciuk (1972)	wyróżniona w otworze Szczecin IG 1	–	śr. 5	VII pokład odrzański	niecka szczecińska	Szczecin IG 1	ily i mulki ciemnobrunatne z pokładem węgla brunatnego w NW Polsce	D1–D4	B1–B2	NP1–NP6	sedimentacja w strefie litoralnej, w górnej części regresja	umiarkowany
	zeland	59,24–61,66	formacja puławska	–	Pożaryska (1965)	od miejscowości Puławy, gdzie znajdują się znane odsłonięcia paleocenu	–	śr. 30	–	Niż Polski na całym obszarze występowania paleocenu	Żamówko IG 3	jasnoszare gezy piaszczyste i zielone piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, wapieniste i margliste miejscami zsyfikowane, z konglomeratami fosforytowymi; szarozielone piaski lub piaskowce z glaukonitem, miejscami z konglomeratami fosforytowymi, oraz szare gezy piaszczyste z redeponowanymi szczątkami makrofauny kredowej	D1–D4	B1–B2	NP1–NP6	sedimentacja w strefie litoralnej, w górnej części regresja	umiarkowany
	dan	61,66–66,00															

*jednostka nieformalna

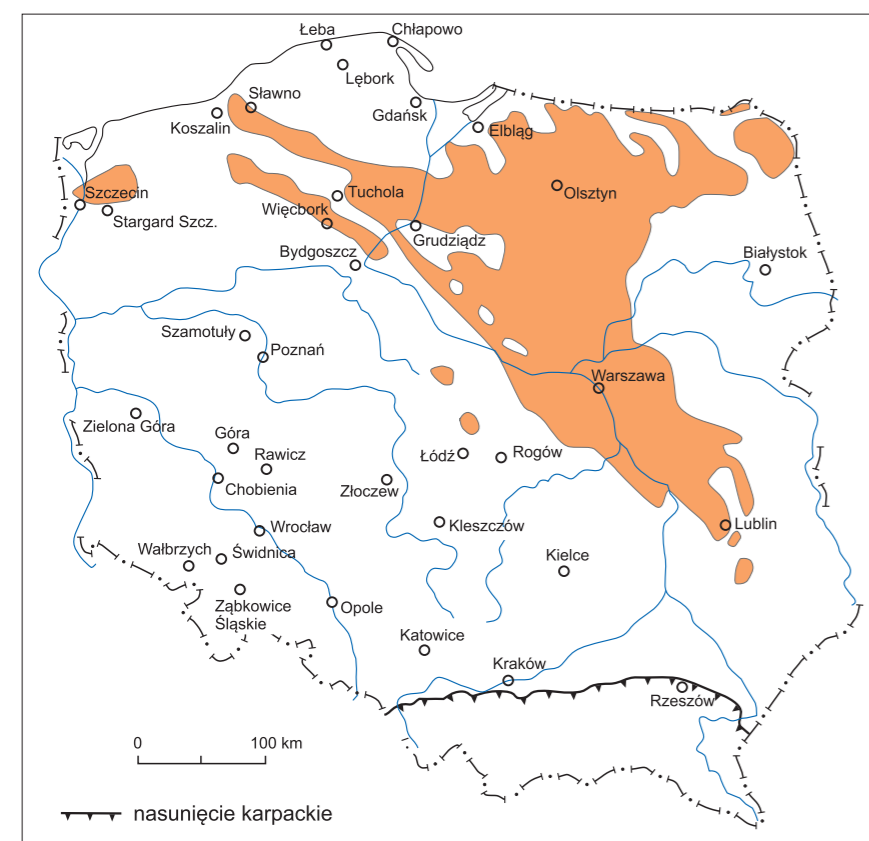


FIG. 4. Rozprzestrzenie utworów paleocenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

Eocen. Utwory eocenu pod nakładem młodszych osadów rozpościerają się w formie pokrywy na północnej Lubelszczyźnie, w obniżeniu podlaskim, w niecce warszawskiej, na wyniesieniu mazurskim oraz w obniżeniu nadbałtyckim. Znane są też z wyniesienia Leby i południowego Bałtyku oraz z nieck pomorskiej i szczecińskiej. W niecce mogileńsko-łódzkiej i na monoklinie przedsudeckiej oraz na peryklinie Żar tworzą odosobnione, mniejsze lub większe płyty ograniczone zazwyczaj do stref basenu o założeniach tektonicznych lub do jego głębszych części (fig. 7). Osady lądowe eocenu dolnego/środkowego zachowały się do dzisiaj jako zwietrzliny, np. w lejach krasowych i w lokalnych zagłębieniach, zwykle o genezie tektonicznej. Występują również w krach glacictonicznych wśród osadów czwartorzędowych.

Profil eocenu na Niżu Polskim rozpoczynają osady morskie formacji tanowskiej, reprezentujące środkowy iprez. Są one znane jedynie z NW części Niżu Polskiego (fig. 8A–C). Dolna część tego pakietu osadów jest wykształcona w postaci drobnoziarnistych piasków glaukonitowo-kwarcowych, w części przyspągowej z domieszką drobnego żwiru kwarcowego i zwietrzałych skaleni. Powyżej leżą kolejno: kompleks mulowcowy, warstwa piasku glaukonitowo-kwarcowego i warstwa laminowanego łupku ilastego z blaszkami muskowitu na powierzchniach warstwowania. Powyżej, na tym samym obszarze, zalegają ily z cienkimi soczewkami ilastego węgla brunatnego (iprez górny/lutet) oraz pokład węgla brunatnego z detrytusem żżelifikowanych ksyliitów (VI pokład tanowski).

Profil formacji pomorskiej (barton/priabon; fig. 8E) rozpoczyna poziom transgresywnych piasków glaukonitowo-kwarcowych, w części przyspągowej z ziarnami żwiru kwarcowego i konglomeratami fosforytowymi, a w części przystropowej z przewagą mulowców wapienistych (tab. 1; fig. 8E; Knox i in., 2010).

Wyżej zalega kompleks bezwapienistych mulowców ilastych i piaszczystych z domieszką glaukonitu i muskowitu. Wśród mulowców występują poziomy ichtnoskładów z grup repichnia i pascichnia (Piwocki, 2004b). Formację pomorską w północnej części Niżu

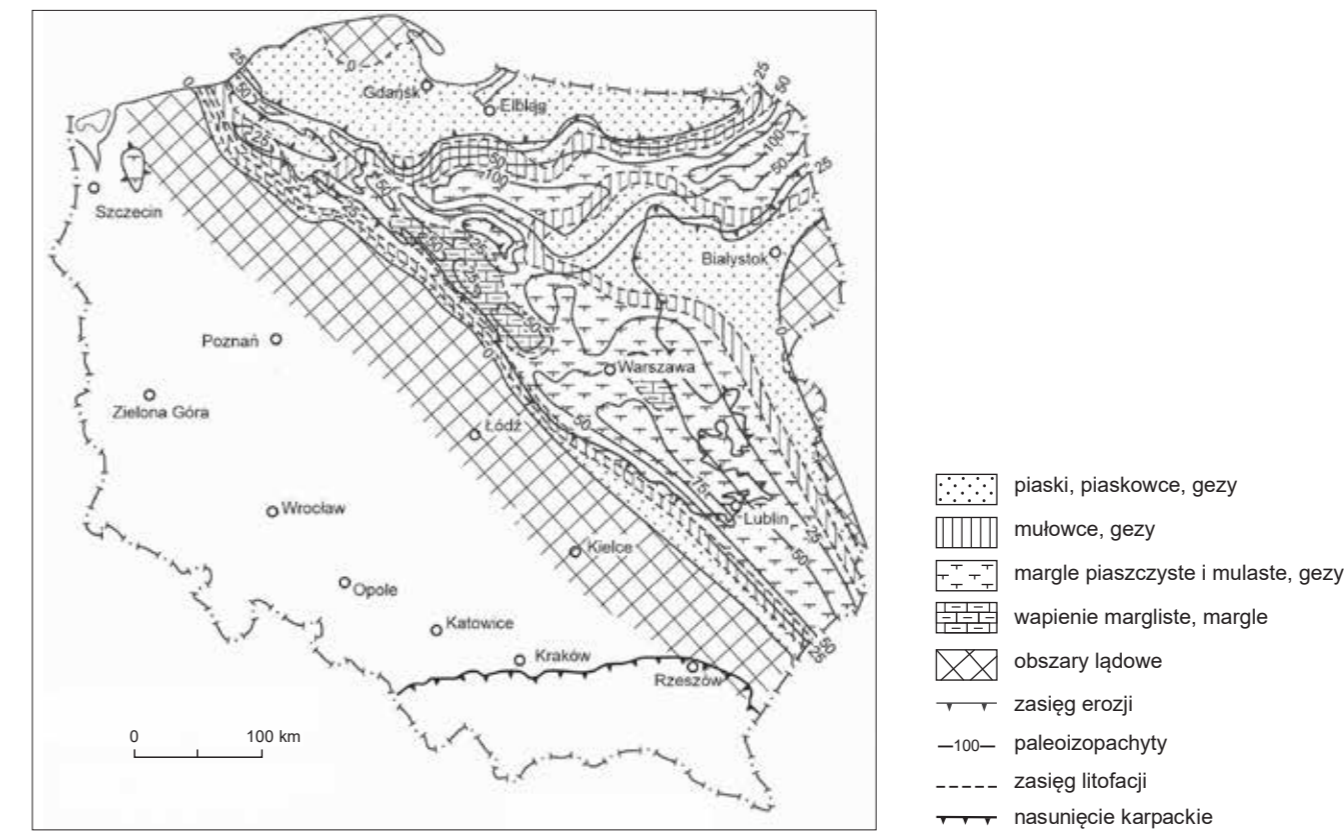


FIG. 5. Rozkład facji morskich utworów dolnego paleocenu na Niżu Polskim (wg Jaskowiak-Schoenichowej, Krassowskiej, 1988)

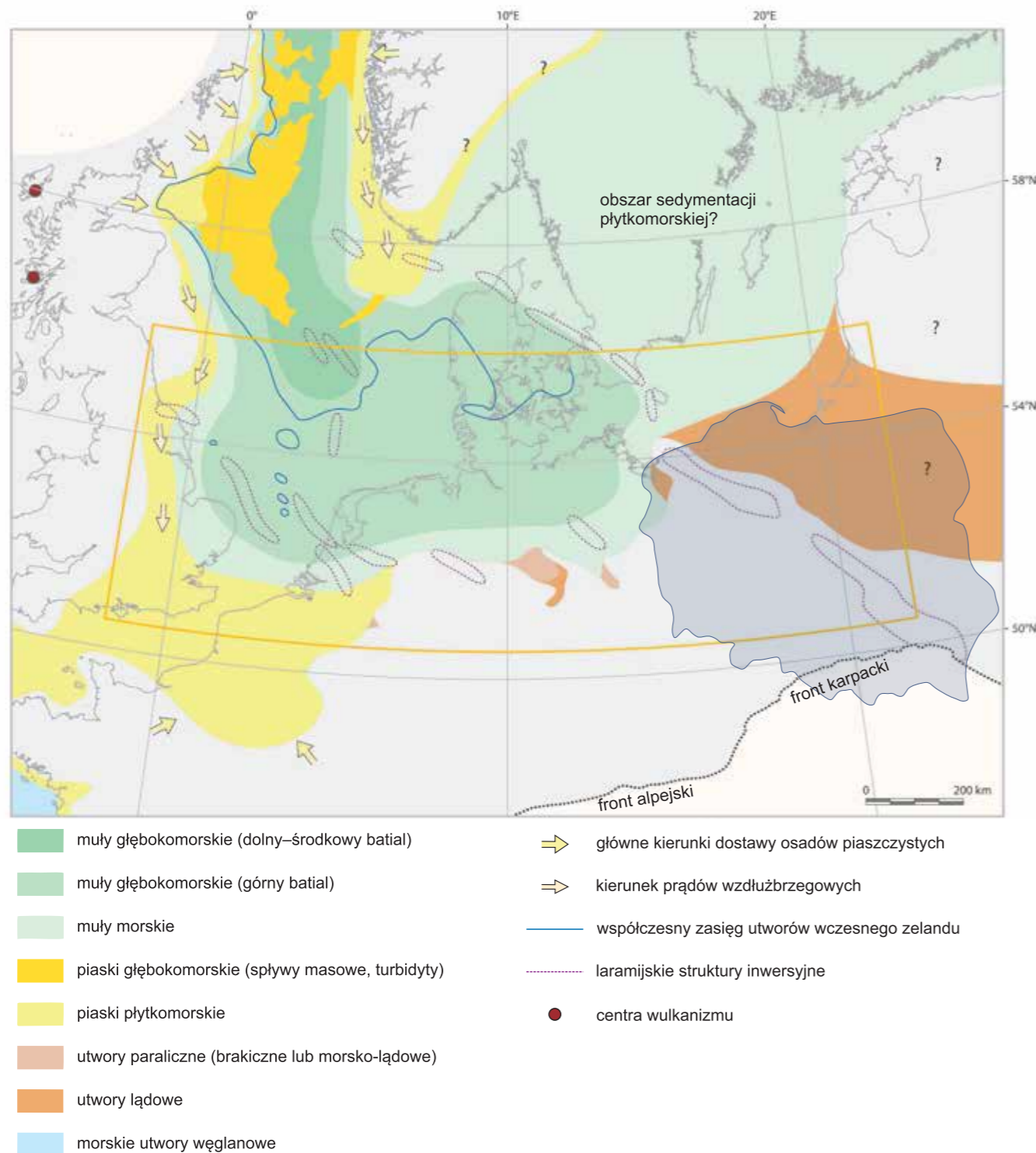


FIG. 6. Rozkład facji osadów tanetu w środkowej Europie (wg Knox i in., 2010)

Polskiego reprezentuje ogniwo z Połczyna (tab. 1). Jest ono reprezentowane przez szarozielone piaski mułkowe i muły piaszczyste z glaukonitem i pojedynczymi kongrekcjami fosforytowymi. W tych płytkowodnych osadach morskich występują utłami skorup mięczaków, zęby rekinów i kręgi wieloryba, a także liczne bioturbacje. Kompleks ten zawiera obfite koncentracje bursztynu bałtyckiego (sukcynitu), najlepiej rozpoznane w rejonie Chłapowa (fig. 9; Piwocki, Olkiewicz-Paprocka, 1987; Kramarska i in., 2008). Występujące tam osady bursztynonośne stanowią kontynuację tzw. niebieskiej ziemi z Półwyspu Sambijskiego (Katinas, 1971; Kasiński i in., 2020), która jest skałą macierzystą dla największych na świecie eksploatowanych złóż bursztynu bałtyckiego. W rejonie Chłapowa osady eocenu górnego znajdują się na znacznej głębokości (poniżej 110 m p.p.t.), co czyni ewentualną eksploatację chłapowskiego złoża bursztynu nieopłacalną. Duże nagromadzenia bursztynu o znaczeniu złożowym rozpoznano w utworach formacji z Siemienia na obszarze północnej Lubelszczyzny w rejonie Górki Lubartowskiej (Kasiński, Tolkanowicz, 1999; Kasiński, 2016; Słodkowska i in., 2022; Karnkowski i in., 2024).

Granica eocenu i oligocenu nie jest zbyt wyraźna. Przebiega ona w spągu zielonkawych piasków kwarcowo-glaukonitowych, wyróżnianych jako formacja mosińska dolna.

Oligocen. Osady oligoceny występują powszechnie na obszarze Niżu Polskiego (fig. 10). Współczesna większość utworów oligocenicznych wynosi przeciętnie ok. 50 m (Piwocki, 2004a). Litostratigraficznie zostały podzielone na formacje: mosińską dolną, rupelską/czempiąską, mosińską górną i lokalnie leszczyńską.

Formacja rupelska jest znana z niecki szczecińskiej, gdzie osadzili się ility septariowe – głębokowodne iltowce i mułowce z przelawieniami piaszczystymi żelazistymi z fauną mięczaków i tzw. piaski szczecińskie. Utwory te powstały w oceanicznej fazie rozwoju zbiornika zachodnioeuropejskiego (Gramann, Kockel, 1988). Ku wschodowi i SE osady formacji rupelskiej zajął się z brakicznymi osadami formacji czempiąskiej, które tworzyły się w środowiskach limnofluwialnych, lagunowych, barierowych i pływowych. Osady są często laminowane i zawierają liczne struktury bioturbacyjne („ity toruńskie”). Pojawiający się w dolnej części sekwencji cienki pokład węgla brunatnego, V pokład czempiąski, świadczy o obecności środowisk bagiennych (proksymalne partie lagun, bagna nadbrzeżne – fig. 11 i 12; Kasiński i in., 2009; Kasiński, Saternus, 2010). W stanowisku Konin-Przydziałki występują piaski drobnoziarniste z kaolinitem, zawierające ośrodki fauny morskiej – małże z rodzaju *Glycymeris* i ślimaki z rodzaju *Turritella* (Ciszewska, 1992) oraz liczne struktury sedimentacyjne (Wojewoda, 1992;

Widera, Kita, 2007; Widera, 2022). Osady te zostały uznane za litoralny odpowiednik głębszych facji (piasków glaukonitowych) morza z początku oligocenu (formacja mosińska górna; fig. 13A) i wyróżnione jako nieformalna jednostka piasków kaolinitych (Widera, 2007).

Najstarsza dolnooligocenska formacja mosińska dolna odróżnia się litologicznie dość wyraźnie od leżących niżej osadów górnoeoceny formacji pomorskiej. Granica ma charakter erozyjny, podkreślony obecnością gruboziarnistego piasku, żwiru kwarcowego, fosforytów (tzw. fasolka oligocenska) i niekiedy okruchów bursztynu. W wyższej części dolnego oligocenu występują osady brakiczne należące do formacji czempiąskiej z lokalnie występującym V czempiąskim pokładem węgla brunatnego.

Formację mosińską górną tworzą piaski kwarcowe i mułowce z glaukonitem, w spągu ze żwirem kwarcowym. Jest to ostatni zapis oligocenu na znacznym obszarze Niżu Polskiego. Tylko w zachodniej Polsce (fig. 13B) stwierdzono osady oligocenu górnego wykształcone w facji brakiczno-morskiej należące do formacji leszczyńskiej. Górna granica osadów oligocenicznych przebiega poniżej utworów mioceńskich i jest stosunkowo łatwa do wyznaczenia na podstawie różnic litologicznych, zwłaszcza wobec występowania uwęglonych szczątków roślin, zmian barwy skał na szarą do brunatnej oraz braku ziarn glaukonitu w osadzie.

1.2.2. Biostratygrafia

Dla stratygrafii utworów morskich paleogenu na Niżu Polskim podstawowe znaczenie ma biostratygrafia, uwzględniająca zmienność mikrofauny oraz analizę dinocyst (tab. 1). Dla utworów lądowych, ze względu na charakter osadów, dobrymi biomarkerami są zawarte w nich mikroszczałki roślinne; badania palinologiczne pozwalają na kalibrację wiekową niemych faunistycznie osadów lądowych i są uzupełnieniem datowań litostratigraficznych

Podobnie jak w basenie Morza Północnego, podstawę biostratygrafii morskich utworów paleogenu na Niżu Polskim stanowią zespoły otwornic planktonicznych i bentosowych (Spiegler, 1987; Olszewska i in., 1996). Stwierdzono tu występowanie poziomów otwornicowych charakterystycznych zarówno dla dolnego i środkowego paleocenu (danu i zelandu), jak również dla środkowego i górnego eocenu (bartonu i priabonu), oraz występowanie dolnooligocenicznych (rupelskich) poziomów otwornicowych (Pożaryska, Odrzywska-Bieńkowska, 1977; Köthe, 1988; Kosmowska-Ceranowicz i in., 1990). Na granicy eocenu i oligocenu obserwuje się zubożenie fauny otwornicowej.

W osadach paleogenu stwierdzono nanoplankton wapienny zaliczony do poziomów nanoplanktonowych NP1–NP4 (dolny paleocen), NP15–NP21 (środkowy i górny eocen) oraz NP22–NP24 (dolny oligocen; Martini, 1971; Gaździcka, 1996). Na obszarze pozakarpaccim w osadach morskich i brakicznych paleogenu występują także poziomy fitoplanktonowe (dinocystowe). W paleocenie stwierdzono występowanie poziomów D1–D4, w dolnym eocenie zdiagnozowano poziomy D7–D9, a w środkowym i górnym eocenie – poziomy D11–D12. W dolnym oligocenie występują poziomy D13 i D14 (Köthe, 1990; Powell, 1992; Grabowska, 1996; Słodkowska, 2004a, 2009; Köthe, Pieskar, 2007; Słodkowska, Gałazka, 2015).

W osadach paleogenu na Niżu Polskim występują małżoraczki poziomów K4 i K11/K12 (Szczuchura, Olempska-Roniewicz, 1996). W rozpoziomowaniu tych osadów ma także udział makrofauna, głównie małże (Hinsch i in., 1988; Janssen, King, 1988). Dla biostratygrafii osadów lądowych i brakicznych istotne znaczenie mają zespoły sporowo-pyłkowe: 7–10, 12–15, 18–20 (Krutzsch, 1966, 1967) oraz SP1, SP2 i SP4–SP8 (Grabowska, 1996).

1.2.3. Chronostratygrafia

Wiek bezwzględny osadów paleogenu został w kilku próbkach określony radiometrycznie przez datowanie glaukonitu metodą potasowo-argonową (Odrzywska-Bieńkowska i in., 1978; Pożaryska, Kreutzer, 1978; Krzowski, 1993, 1997; Buraczyński, Krzowski, 1994). Wyniki pomiarów nie są jednak w pełni wiarygodne (zazwyczaj zawyżone) z uwagi na redepozycję agregatów glaukonitu i ich różny stopień zwietrzienia.

1.2.4. Stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia

W paleogenie basenu Niżu Polskiego dominują sekwencje depozycyjne typu exxonowskiego (zob. Krzywiec, 1993; Porębski, 1996). Ich granicami są niezgodności subhoryzontalne lub korelacyjne, gdzie niezgodność stopniowo przechodzi w ciągłość. Są to najczęściej sekwencje typu TST, LST i SMST.

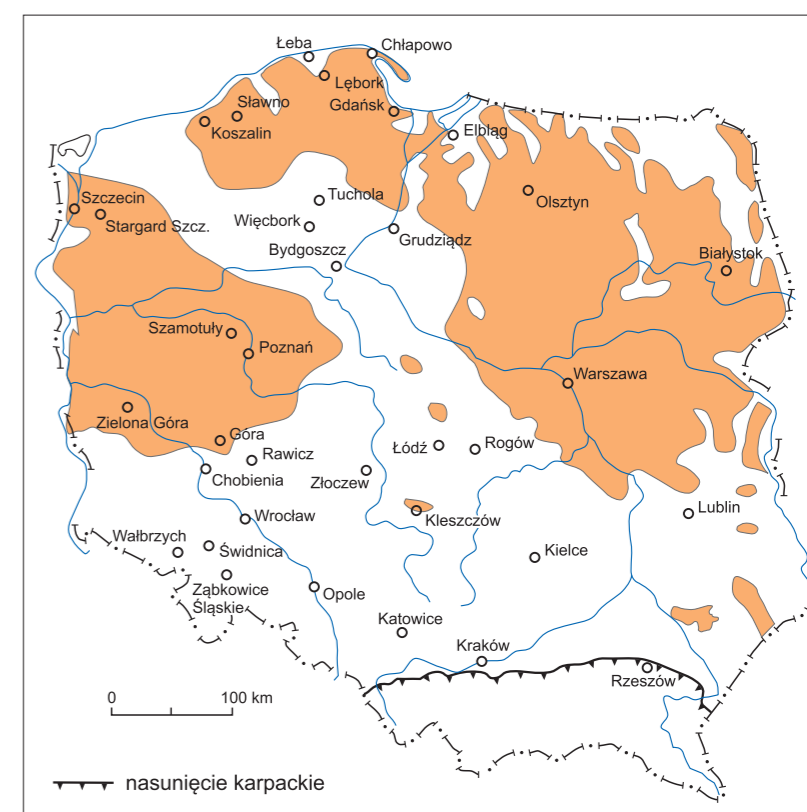


FIG. 7. Rozprzestrzenienie utworów eocenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

Obraz stratygrafii sekwencyjnej paleogenu Niżu Polskiego można odnieść do osadów basenu Morza Północnego. Sekwencje te można także korelować z cyklami sedimentacyjnymi w przewarstwieńiach osadów lądowych Niżu Polskiego (fig. 14).

Zgodnie z najnowszymi propozycjami litostratigraficznymi Kasińskiego i Słodkowskiej (2024) wprowadzono zasady cyklostratygrafii, wprowadzające się do przyjęcia za podstawowe jednostki litostratigraficzne kolejnych cykli sedimentacyjnych. Są one 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 obręże basenu sedimentacyjnego (Kasiński, 1983, 1984, 1989). Taki model rozwoju każdej kolejnej sekwencji cyklicznej zakłada sukcesję od środowisk o najwyższej energii (materiał okrucowy o najgrubszej frakcji) przez środowiska o niższej energii (osady drobnokrucowe i ilaste) po osady środowiska o najniższej energii (osady fitogeniczne). Daje to możliwość wyróżnienia jednostek izochronicznych.

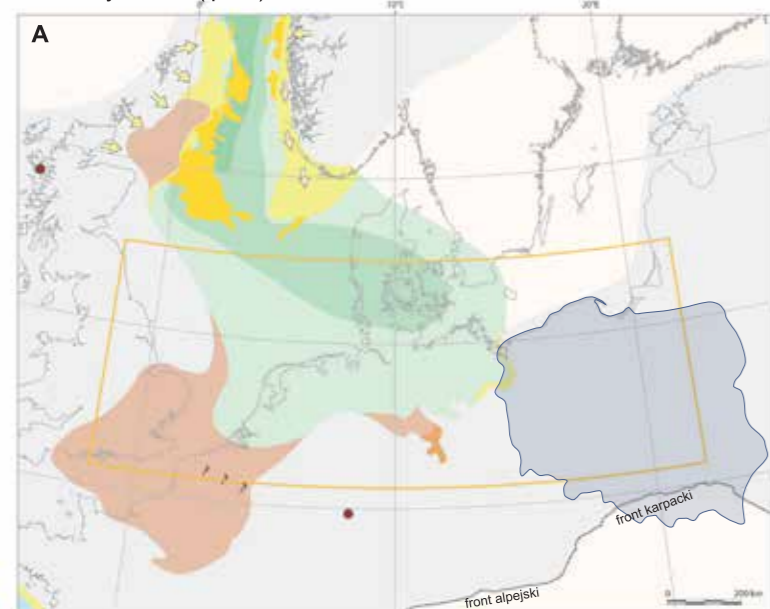
1.2.5. Klimatostratygrafia

Klimatostratygrafia ma istotne znaczenie dla rozpoziomowania utworów lądowych wybranych partii profilu jako uzupełnienie metod litostratigraficznych. Ze względu na morski i brakiczny charakter sedimentacji metoda klimatostratygraficzna (oparta na badaniach flory lądowej) ma znaczenie w utworach górnego paleocenu i dolnego oligocenu, tj. w lądowych odcinkach paleogenu. Analizy pyłkowe prowadzone w tych osadach mają jednak znaczenie palinostratygraficzne, a zmienne zespoły pyłkowe datują nieme faunistycznie odcinki paleogenu bez wyróżniania w nich faz florystycznych.

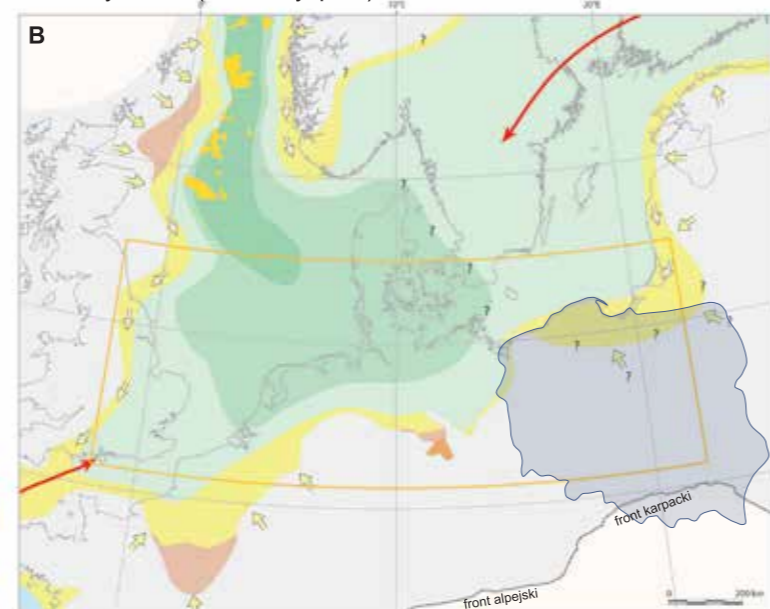
Po masowym wymieraniu, które miało miejsce z końcem kredy, świat organiczny zaczął odradzać się we wczesnym paleocenie. W osadach lądowych najniższego paleocenu zaznacza się zwiększony udział roślin pionierskich – mchów i paprotników, wkraczających na ląd po globalnych pożarach spowodowanych czynnikami o charakterze katastroficznym (Vajda, McLoughlin, 2004; Ocampo i in., 2006). W umiarkowanych szerokościach geograficznych panował wówczas klimat ciepły, od ciepłomiarowanego do subtropikalnego (Słodkowska, Kasiński, 2016a). Stopniowy wzrost temperatury był dokumentowany narastającą ekspansją ciepłolubnej mikrofauny z zachodu (Pożaryska, Szczuchura, 1968a, b; Giel, 1981).

W badaniach klimatostratygraficznych odniesiono się do globalnych zdarzeń klimatycznych zarejestrowanych w postaci krzywej ilustrującej zmienną ilość izotopu tlenu O^{18} zawartego w skorupkach otwornic bentosowych (Zachos i in., 2001; Miller i in., 2020). Na tej

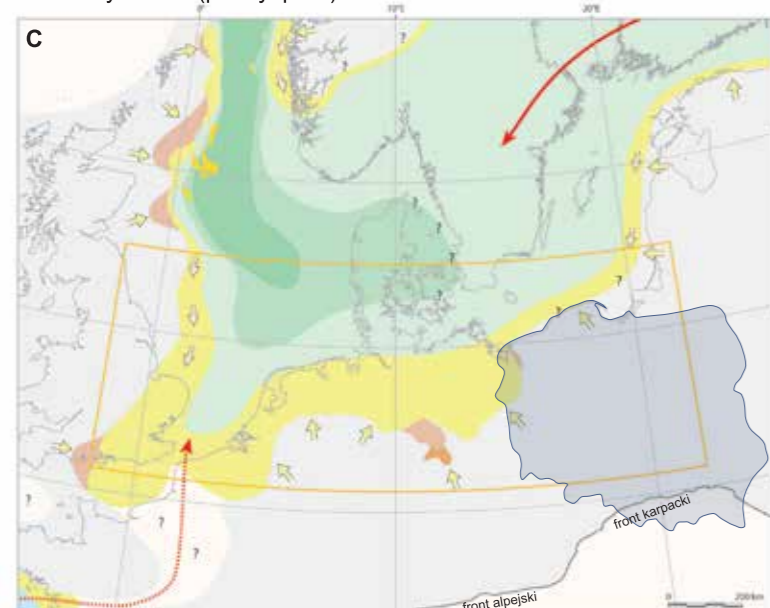
Wczesny eocen (iprez)



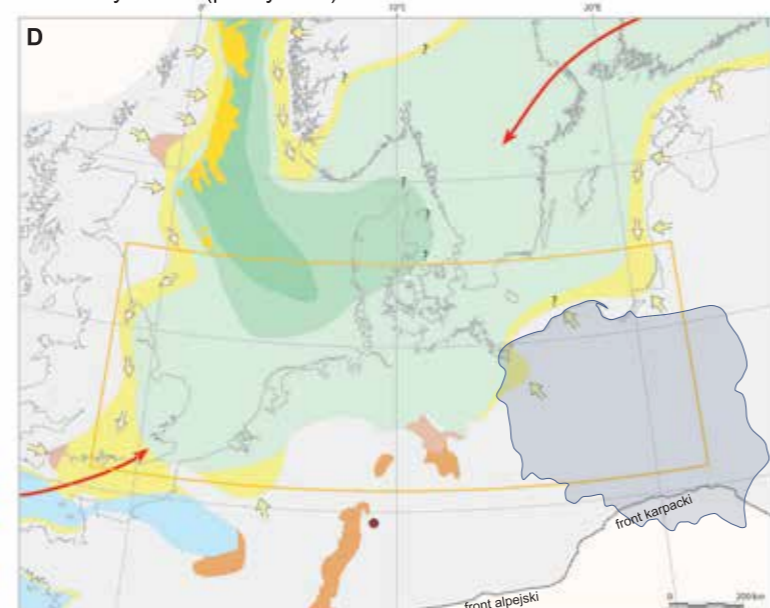
Wczesny eocen (środkowy iprez)



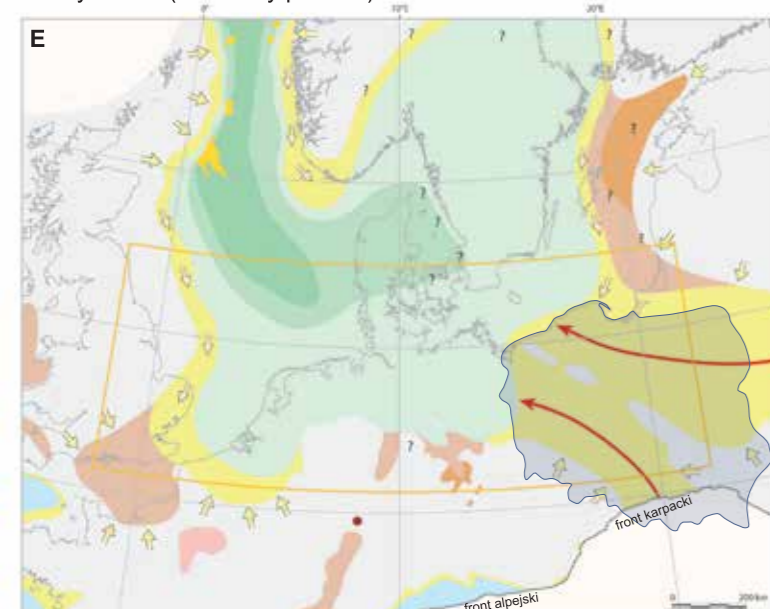
Wczesny eocen (późny iprez)



Środkowy eocen (późny lutet)



Późny eocen (środkowy priabon)



- muły głębokomorskie (dolny-środkowy batial)
- muły głębokomorskie (górny batial)
- muły morskie
- piaski głębokomorskie (splywy masowe, turbidyty)
- piaski płytkomorskie
- utwory paraliczne (brakiczne lub morsko-lądowe)
- utwory lądowe
- morskie utwory węglanowe
- główne kierunki dostawy osadów piaszczystych
- kierunek prądów wzdłużbrzegowych
- centra wulkanizmu
- dopływ egzotycznej fauny
- okresowy dopływ egzotycznej fauny

FIG. 8. Rozkład facji osadów od wczesnego do późnego eocenu w środkowej Europie (wg Knox i in., 2010)

krzywej zaznaczają się maksima odpowiadające globalnym zdarzeniom klimatycznym (fig. 14; Kasiński, Słodkowska, 2016). Zdarzenie PETM (ang. *Paleocene–Eocene Thermal Maximum*) ma swój zapis w NW części Niżu Polskiego w postaci akumulacji węglotwórczej VII pokładu odrzańskiego z licznym udziałem wysoko ciepłolubnej flory (Grabowska, 1983).

Zdarzenie EECO (ang. *Early Eocene Climatic Optimum*) na obszarze Niżu Polskiego nie ma zapisu w osadach, ponieważ we wczesnym eocenie Polska pozakarpacka pozostała denudowanym i peneplenizowanym obszarem lądowym, na którym w SW części tworzyły się pokrywy wietrzniowe laterytowe oraz typu terra rossa. Związane to było z wilgotnym subtropikalnym klimatem eoceńskiego optimum klimatycznego (Wojewoda i in., 1995). W tym czasie trwała również intensywna denudacja krasowa (Wójcik, 1974). Kolejne zdarzenie klimatyczne to MECO (ang. *Middle Eocene Climatic Optimum*), z którym można wiązać powstanie VI tanowskiego pokładu węgla brunatnego w NW Polsce. W środkowym i późnym eocenie nastąpiła akumulacja bursztynu, który utworzył się z żywicy lasów rosnących na obszarach lądowych podczas wczesnoeoceneskiego optimum klimatycznego (fig. 15; Kasiński, Słodkowska, 2016).

U schyłku eocenu klimat ewoluował w kierunku ochłodzenia. Globalne zdarzenie EOT (ang. *Eocene–Oligocene Transition*) zakończyło etap cieplarniany, kiedy obszar półkuli północnej był wolny od lodu i dominował klimat tropikalny i subtropikalny. W oligocenie na skutek znacznego oziębienia klimatu odnotowano zmiany w panującej florze – wymarło kilka grup roślinnych. Od tego czasu flora uległa przekształceniom i stała się zbliżona do współczesnej roślinności. Impuls klimatyczny zaznaczył się w tym czasie również w zespołach mikrofauny. Oziębienie wód morskich oraz obniżenie w wodzie zawartości węgla wapnia utrudniało rozwój organizmów o skorupkach węglanowych. Nastąpił etap zlodowaceń związany z rozwojem pokryw lodowych i zaznaczającą się sezonowością. Na obszarze Polski we wczesnym oligocenie w warunkach brakiczno-lądowych utworzył się V czempieński pokład węgla brunatnego (fig. 15; Kasiński, Słodkowska, 2016).

1.2.6. Magnetostratygrafia

Osady paleogenu na Niżu Polskim nie mają jak dotąd syntetycznego opracowania danych metodami magnetostratygraficznymi.

1.2.7. Chemostratygrafia, badania izotopowe

W osadach paleogenu (głównie morskich) podstawowym narzędziem wskazującym na zmiany paleotemperatur jest metoda izotopowa. Te wartości zestawione zostały w krzywe (Zachos, 2001, 2008), a ich ekstrema wyraźnie wskazują epizody związane ze zmianami klimatycznymi (fig. 15; Kasiński, Słodkowska, 2016). Na obszarze Niżu Polskiego brak jest badań izotopowych morskich i lądowych osadów paleogenu.

1.3. PODZIAŁ PALEOGENU NA NIŻU POLSKIM

Schematy korelacyjne. Regionalną korelację stratygraficzną dobrze ilustruje przekrój wykonany na podstawie profilowań sejsmicznych. Został on poprowadzony przez paleogeńsko-neogeńską sukcesję osadową we wschodniej części basenu Morza Północnego i basen wschodniomniemiecko-polski (fig. 14; Knox i in., 2010). Powyższa korelacja wyraźnie ilustruje zanik facji głębokomorskich na obszarze Niżu Polskiego. Ich nieliczne ślady są notowane w NW Polsce, pozostałe facje to utwory płytkomorskie i brakiczne z zaznaczającymi się lokalnie pokładami węgla brunatnego.

Granica kreda/paleogen. Granicę kredy i paleogenu wyznacza dość powszechna na Niżu Polskim niezgodność i luka stratygraficzna powstała zapewne we wczesnym paleocenie. Osady paleocenu spoczywają zazwyczaj niezgodnie na utworach górnego mastrychtu, rzadziej na starszych piętrach kredy górnej (kampan, turon). W zachodniej części pobrzeża i w przyległej części Morza Bałtyckiego występuje znaczna luka stratygraficzna, sięgająca nawet jury górnej (Kramarska, 2000). Mniejsza luka występuje także w obrębie niecki pomorskiej, gdzie osady paleocenu leżą na dolnej części kredy górnej. W pozostałej części Niżu Polskiego granica ta jest mniej lub bardziej czytelna pod względem litologicznym i zazwyczaj ma charakter erozyjny (fig. 16; Piwocki, 2004a; Remin i in., 2021; Machalski i in., 2022). Pod względem biostratygraficznym utwory kredy i paleogenu różnią się wyraźnie zarówno zespołami faunistycznymi, jak i florystycznymi.

Granicę pomiędzy kredą a paleogenem można obserwować na powierzchni w okolicach Doliny Środkowej Wisły w rejonie Puław – odosłonecia w Nasilowie, Bochotnicy i Kamiennym Dole (fig. 16;

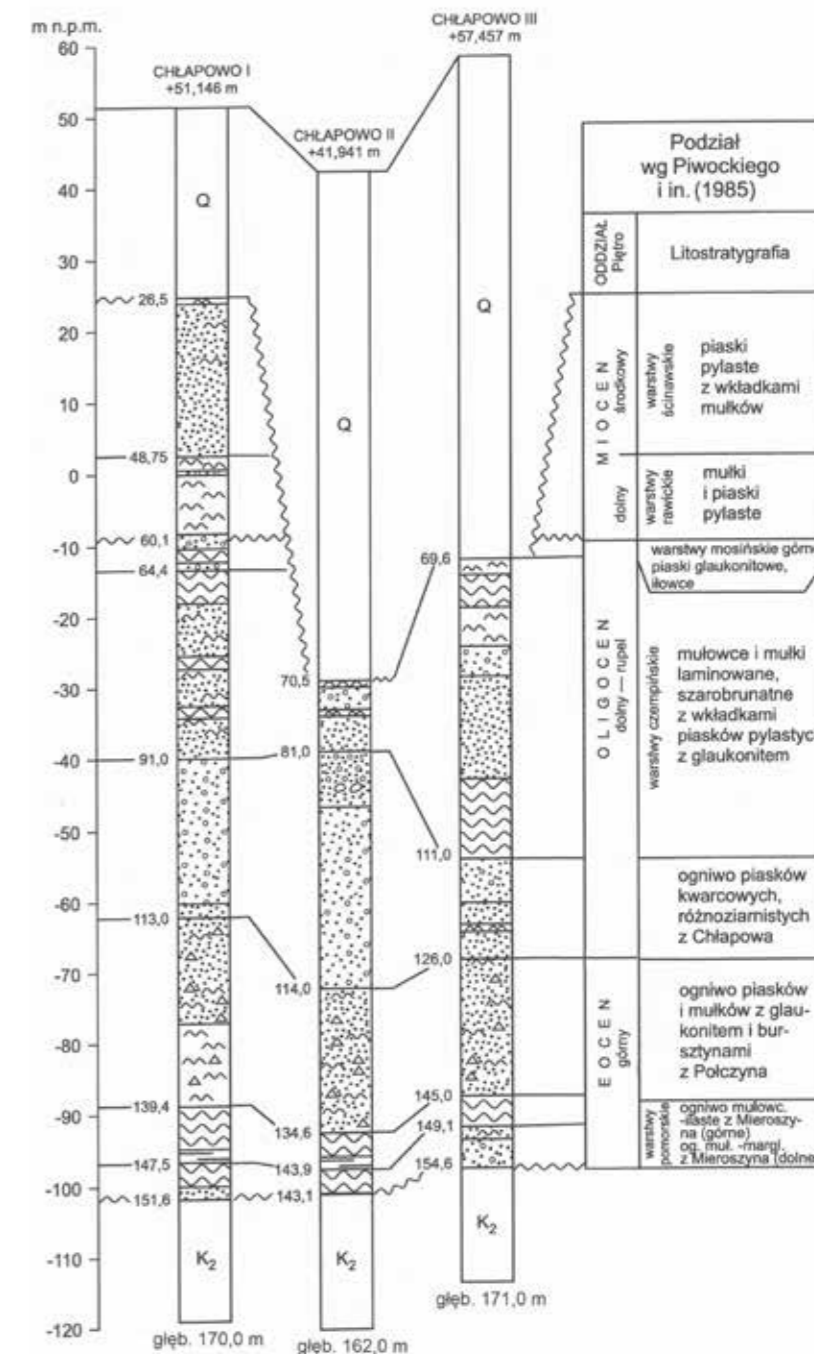


FIG. 9. Korelacja stratygraficzna profili otworów z okolic Chłapowa (wg Piwockiego i in., 1985, zmieniono); Q – czwartorzęd; K₂ – kreda górna

Piwocki, 2004a, z literaturą tam cytowaną; Remin i in., 2021; Machalski i in., 2022). Granica litologiczna między opokami górnego mastrychtu a gejami paleoceneskimi jest dobrze widoczna. Opoki mastrychckie są zakończone twardym wapieniem (twarde dno), w którym znajdują się liczne kanały po organizmach mułozernych. Nad twardym dnem leży kilkudziesięciocentymetrowa warstwa piaszczowca glaukonitowego. W dolnej części występują dość licznie fragmenty wapienia kredowego, a w górnej znajdują się duże nagromadzenia fosforytów (warstwa fosforytowa), powyżej występuje geza paleoceneska. Niemniej jednak granica kreda/paleogen w tych odsłonięciach jest dyskusyjna. Według wielu autorów za tę granicę przyjmuje się strop twardego wapienia (np. Machalski, 1998, 2005a, b, 2012; Świerczewska-Gładysz, Olszewska-Nejbert, 2006; Racki i in., 2011; Machalski i in., 2016; Machalski, Jagt, 2018). Inni autorzy widzą tę granicę w stropowej części piaszczowca glaukonitowego, tj. w warstwie fosforytowej (fig. 16; np. Remin i in., 2021).



FIG. 10. Rozprzestrzenienie utworów oligocenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

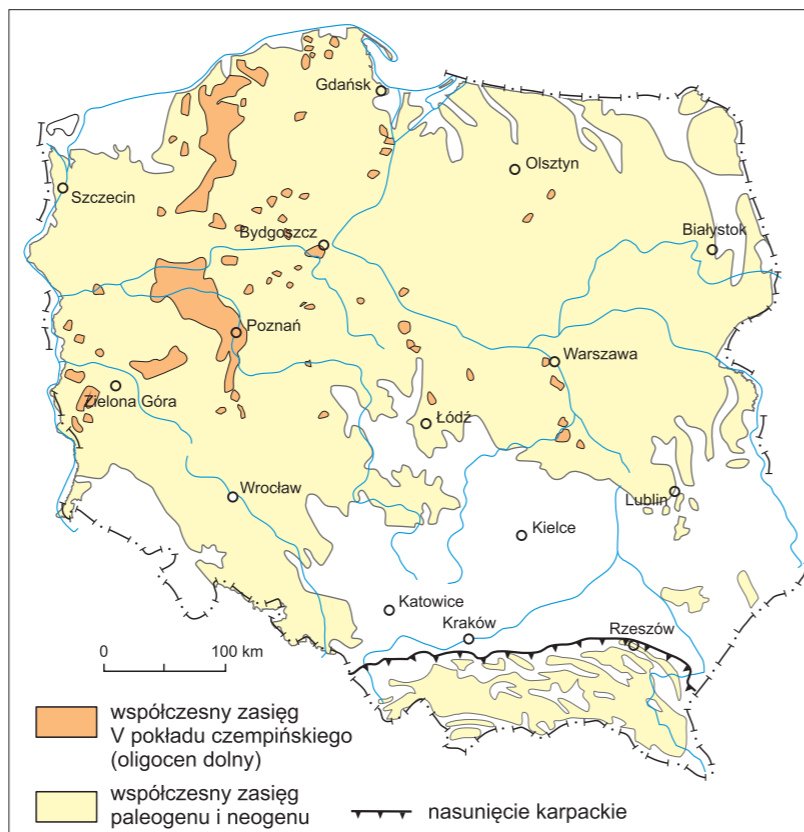


FIG. 11. Mapa zasięgu V czempińskiego pokładu węgla (wg Kasińskiego, Saternusa, 2010)

Granica paleogen/neogen. Granica pomiędzy utworami paleogenu a neogenu na przeważającej części obszaru Niżu Polskiego występuje w stopnie osadów regresywnych najwyższej części dolnego oligocenu (rupelu). Znaczna luka stratygraficzna obejmuje wyższą część rupelu i cały szat. Wyjątek stanowi niewielki obszar w SW części Niżu (okolice Leszna i Zielonej Góry), gdzie ponad osadami dolnego oligocenu występuje niezbyt miąższa seria osadów brackicznych szatu, tj. formacja leszczyńska (Piwocki, 2004a). Na tym obszarze granica paleogen/neogen przebiega w spągu osadów lądowych miocenu (formacja rawicka i formacja gorzowska) lub w spągu IV dąbrowskiego pokładu węgla brunatnego. Przeważnie jest ona podkreślona niezbyt czytelną powierzchnią erozyjną.

1.4. HISTORIA SEDYMENTACJI PALEOGENU NA NIŻU POLSKI

Paleocen. Na przełomie mastrychtu i paleocenu nastąpiła główna faza inwersji bruzdy śródpolskiej (Krzywiac, 2002; Gutowski i in., 2003). We wczesnym paleocenie na obszarze Polski przeważały warunki morskie. W części NW zbiornik morski przetrwał w niecce szczecińskiej, a jako resztkowy zachował się we wschodniej i NE części Niżu Polskiego (fig. 5). Zbiornik ten miał połączenie z borealnymi basenami Morza Północnego i NE Europy, a poprzez obszar północnych Niemiec – z medyterańską prowincją zachodniej Europy (Piwocki, 2004a). Po regresji morza we wczesnym i środkowym paleocenie (dan–zeland), w późnym paleocenie (tanet) morze ustąpiło z całego obszaru Niżu Polskiego (fig. 6; Knox i in., 2010). W warunkach lądowych w klimacie subtropikalnym i tropikalnym zachodziło niezwykle intensywne wietrzenie chemiczne. Na wypiętrzonych wcześniej, na przełomie mezozoiku i kenozoiku, krystalicznych skałach bloku przedsudeckiego i Sudetów powstałe *in situ* pokrywy zwietrzelinowe osiągają miąższość do 150 m (fig. 17; Wojewoda i in., 1995), a na Niżu Polskim – do 75 m (Kasiński, Słodkowska, 2016).

Eocen. We wczesnym eocenie Polska pozakarpacka pozostawała nadal obszarem lądowym, denudowanym i penepelizowanym.

Lokalna transgresja morska, zapewne wczesnego eocenu, jest znana tylko z niecki szczecińskiej. Dotarła ona z zachodniej Europy, gdzie objęła znaczne terytorium (fig. 8A–E). Epikontynentalny zalew morski rozwinął się w środkowym eocenie, osiągając maksimum w późnym eocenie.

Wczesnoeocenijskie optimum klimatyczne zakończyło się ok. 49 mln lat temu, gdy temperatura powierzchniowych wód Oceanu Arktycznego – wynosząca wtedy 13°C – zaczęła się stopniowo obniżać (fig. 15; Shellito i in., 2003; Sluijs i in., 2006). Coraz wyraźniej zaznaczały się sezonowe zmiany klimatyczne. Z czasem lasy wiecznie zielone zostały zastąpione przez lasy mieszane i liściaste, zrzucające liście w porze zimowej. Być może spadek temperatury był istotnym czynnikiem stresogennym, powodującym wzmoczone żywicoowanie drzew (fig. 18; Słodkowska, Kasiński, 2016b). Lasy bursztynodajne rosły na obszarze Fennoskandii oraz wzdłuż wschodnich (tarcza ukraińska) i południowych (blok małopolski) wybrzeży eocenijskiego morza epikontynentalnego (fig. 8A–E, 21; Knox i in., 2010; Słodkowska, Kasiński, 2016). W wyniku wielokrotnej redepozycji zdiagenezowanych żywic kopalnych w osadach górnego eocenu (Półwysep Sambijski i północna Lubelszczyzna) i dolnego oligocenu (Wołyń) powstały duże złoża bursztynu bałtyckiego (sukcynitu; fig. 19).

Morze wkraczało na obszar Niżu Polskiego od wschodu z obszaru Ukrainy, na co wskazuje mikrofauna zimnolubna prowincji borealnej w osadach formacji z Siemienia (tab. 1). Nieco później zalew objął Polskę północną, łącząc się z chłodnymi wodami oceanicznymi poprzez obszar Danii, o czym świadczy mikrofauna zimnolubna w formacji pomorskiej.

Oligocen. Transgresja morska rozwinęła się na początku oligocenu (Ciuk, Pożaryska, 1982). Kolejny epizod transgresywny formacji mosińskiej górnej zakończył sedymentację paleogenu na Niżu Polskim we wczesnym oligocenie. Pod koniec oligocenu (szat) otwarte morze definitywnie opuściło obszar Niżu Polskiego (fig. 13; Knox i in., 2010). Śladem regresji morskiej są piaszczyste, brackiczne utwory najwyższej części oligocenu – formacji leszczyńskiej niezawierającej szczątków organicznych.

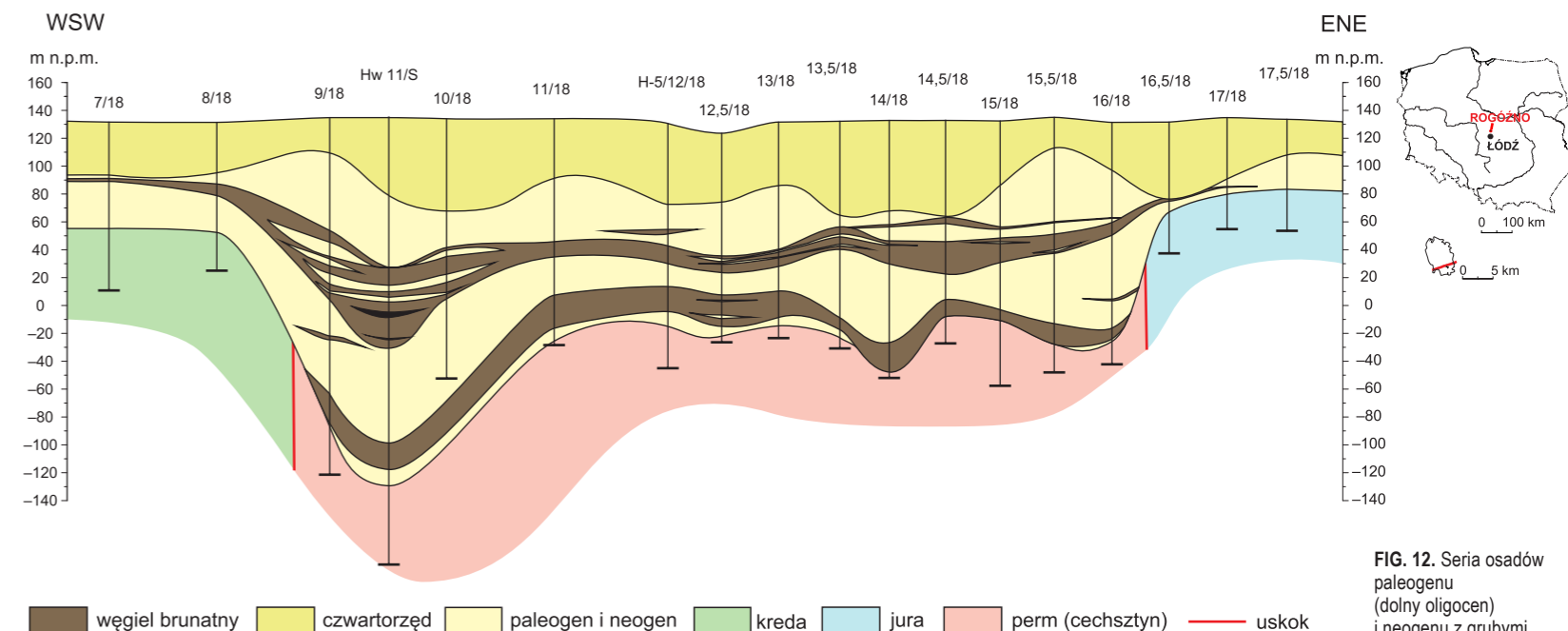
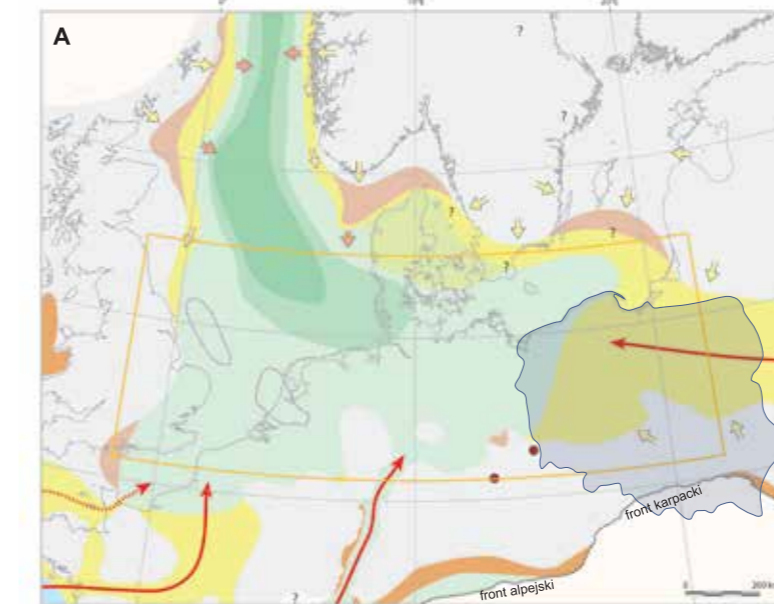
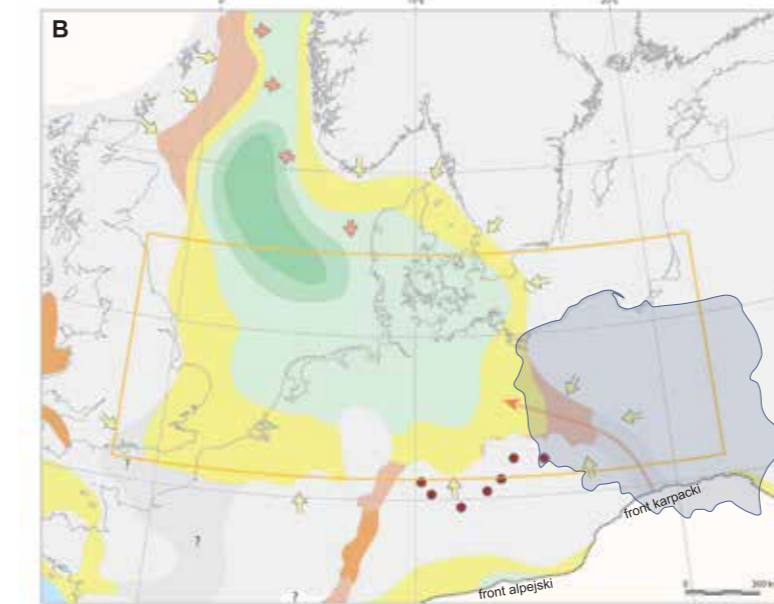


FIG. 12. Seria osadów paleogenu (dolny oligocen) i neogenu z grubymi pokładami węgla brunatnego (złoże Rogóznio) wypełniająca nieckę ponad wysadem solnym (wg Kasińskiego i in., 2009); w części przyspągowej V czempiński pokład węgla brunatnego

Wczesny oligocen (rupel)



Późny oligocen (środkowy szat)



- muły głębokomorskie (dolny–środkowy batiał)
- muły głębokomorskie (górný batiał)
- muły morskie
- muły płytkomorskie
- piaski płytkomorskie
- utwory paraliczne (brackiczne lub morsko-lądowe)
- utwory lądowe
- morskie utwory węglanowe
- utwory jeziorne (wysoko zasolone)
- ⇒ główne kierunki dostawy osadów piaszczystych
- ⇒ kierunek prądów wzdłużbrzegowych
- ⇒ kierunek regresji
- centra wulkanizmu
- dopływ egzotycznej fauny
- ⋯→ okresowy dopływ egzotycznej fauny
- ⋯→ prawdopodobny okresowy dopływ egzotycznej fauny

FIG. 13. Rozkład facji osadów oligocenu w środkowej Europie (wg Knoxa i in., 2010)

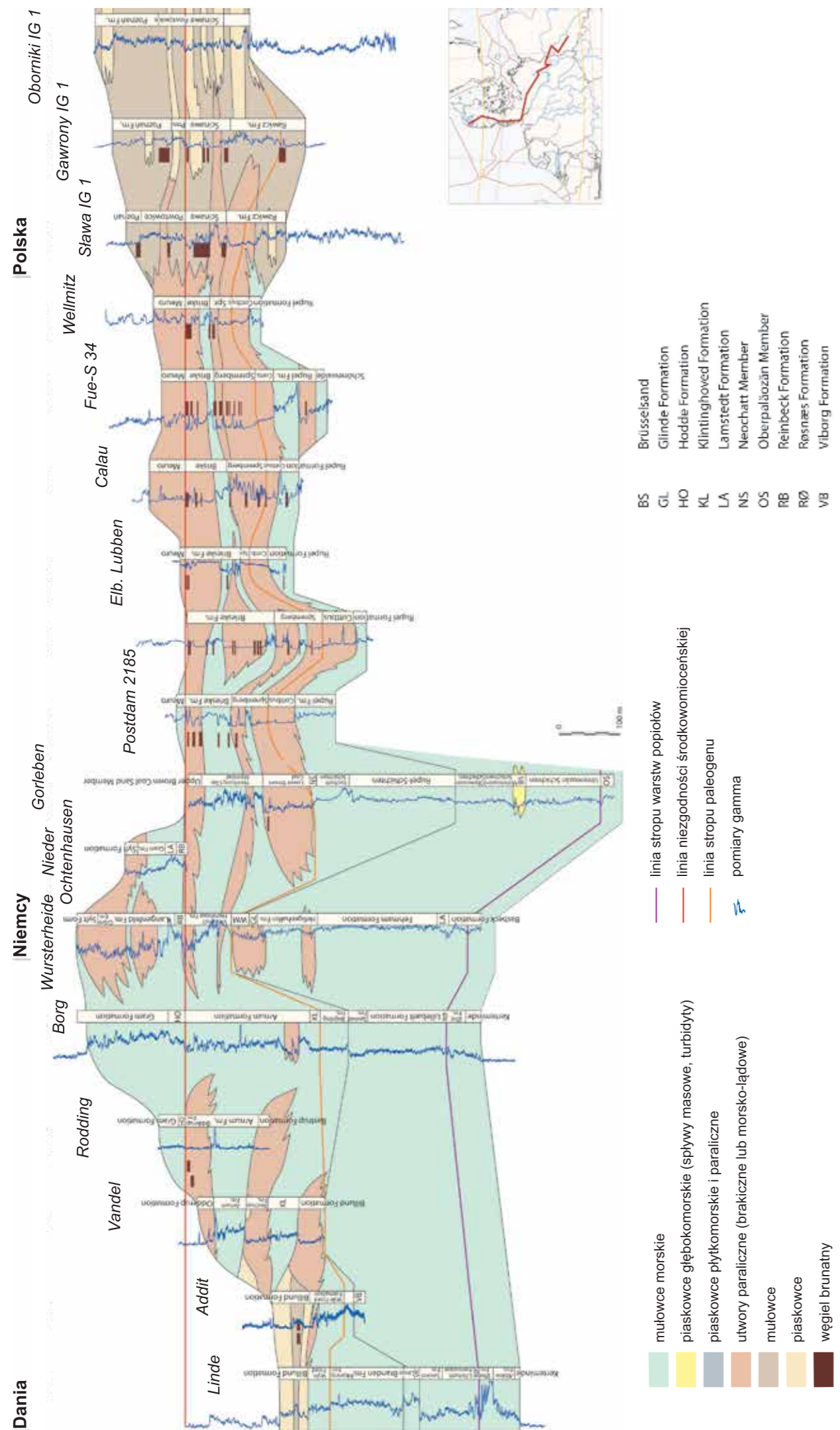


FIG. 14. Korelacja stratygraficzna utworów paleogenu i neogenu środkowej Europy na podstawie profilowań sejsmicznych (wg Knox i in., 2010)

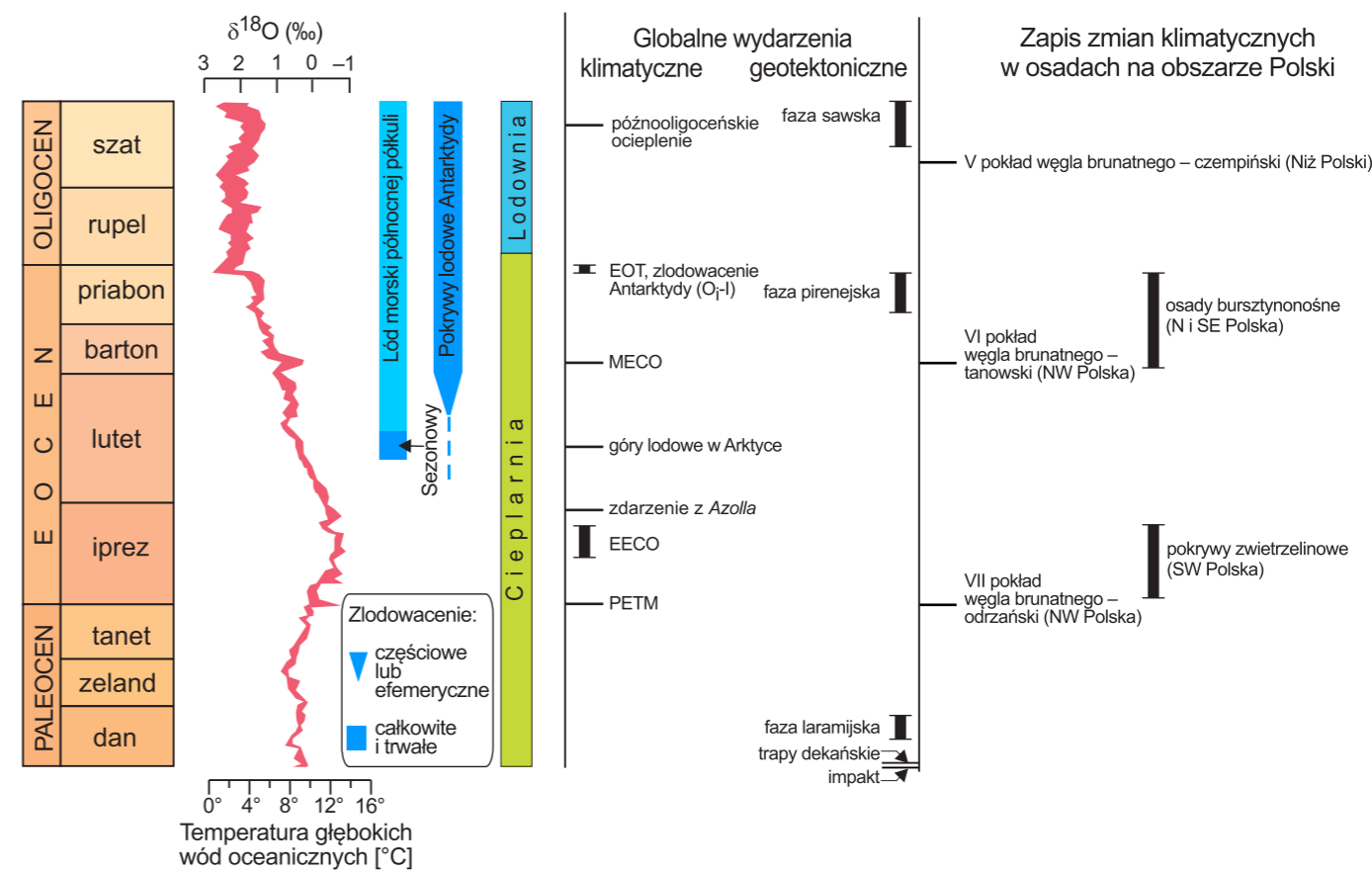


FIG. 15. Globalne zdarzenia magnetostratygraficzne, izotopowe, tektoniczne i klimatyczne w paleogenu: PETM (Paleocene–Eocene Thermal Maximum) – paleoceńsko-eoceńskie maksimum termiczne; EECO (Early-Eocene Climate Optimum) – wczesnoeoceńskie optimum klimatyczne; MECO (Middle Eocene Climatic Optimum) – środkowoeoceńskie optimum klimatyczne; EOT (Eocene–Oligocene Transition) – przejście eocen–oligocen; krzywa izotopowa tlenu wg Zachosa i in. (2001, 2008); wg Kasińskiego, Stodkowskiej (2016); zmieniono

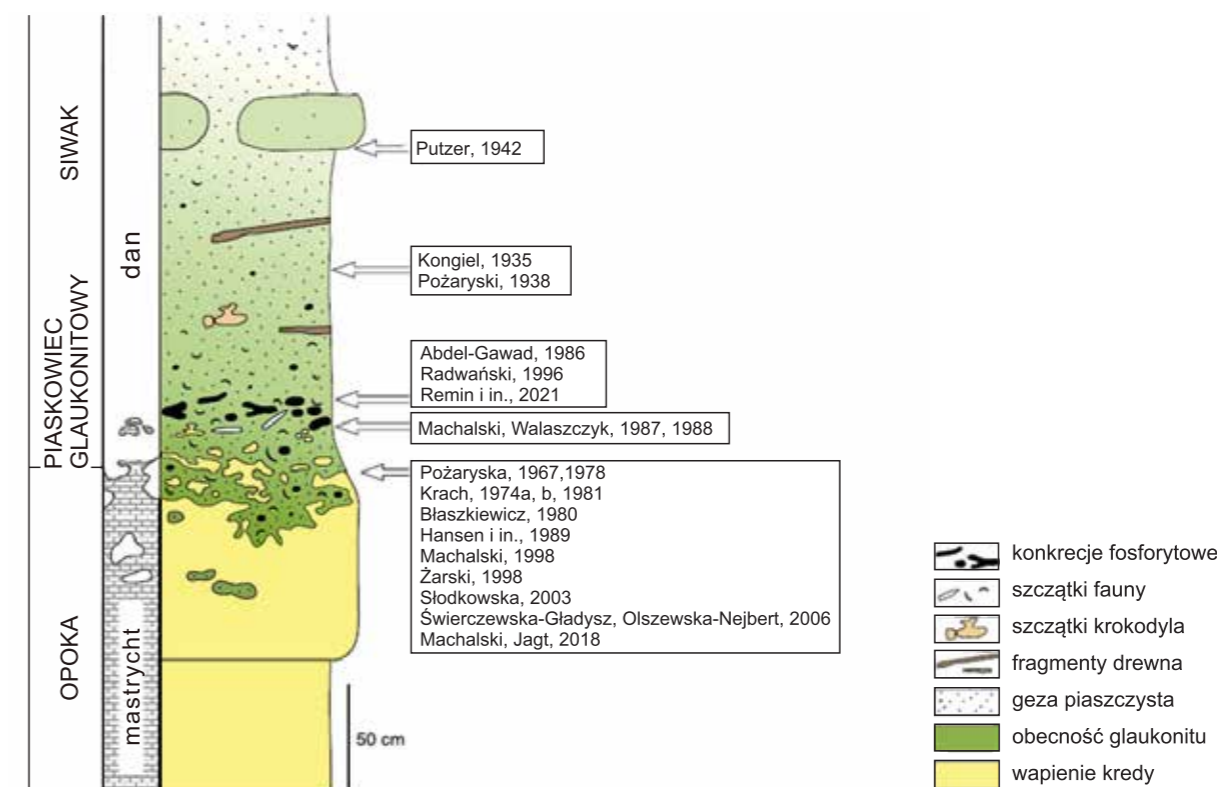


FIG. 16. Granica kreda/paleogen (maastricht/dan) w okolicach Kazimierza Dolnego (wg różnych autorów na podstawie Machalskiego i in., 2022)



FIG. 17. Paleoceńskie pokrywy zwietrzelinowe *in situ* na skałach bazaltowych przedpola Sudetów w niecce żytawskiej na Górnych Łużycach – Kopalnia Węgla Brunatnego „Turów” (Słodkowska, Kasiński, 2016a)



FIG. 18. Makroszczątki roślin z lasów bursztynodajnych zachowane w bursztynie (ze zbiorów Muzeum Bursztynu w Ribnitz-Damgarten, Niemcy; wg Słodkowskiej, Kasińskiego, 2016b): A – kwiat ostrokrzewu (*Ilex* sp.) (okrytozależkowe), wielkość 0,8 cm; B – liść okrytozależkowych, wielkość 2,4 cm; C – kwiaty dębu (*Quercus* sp.), wielkość 2,0 cm

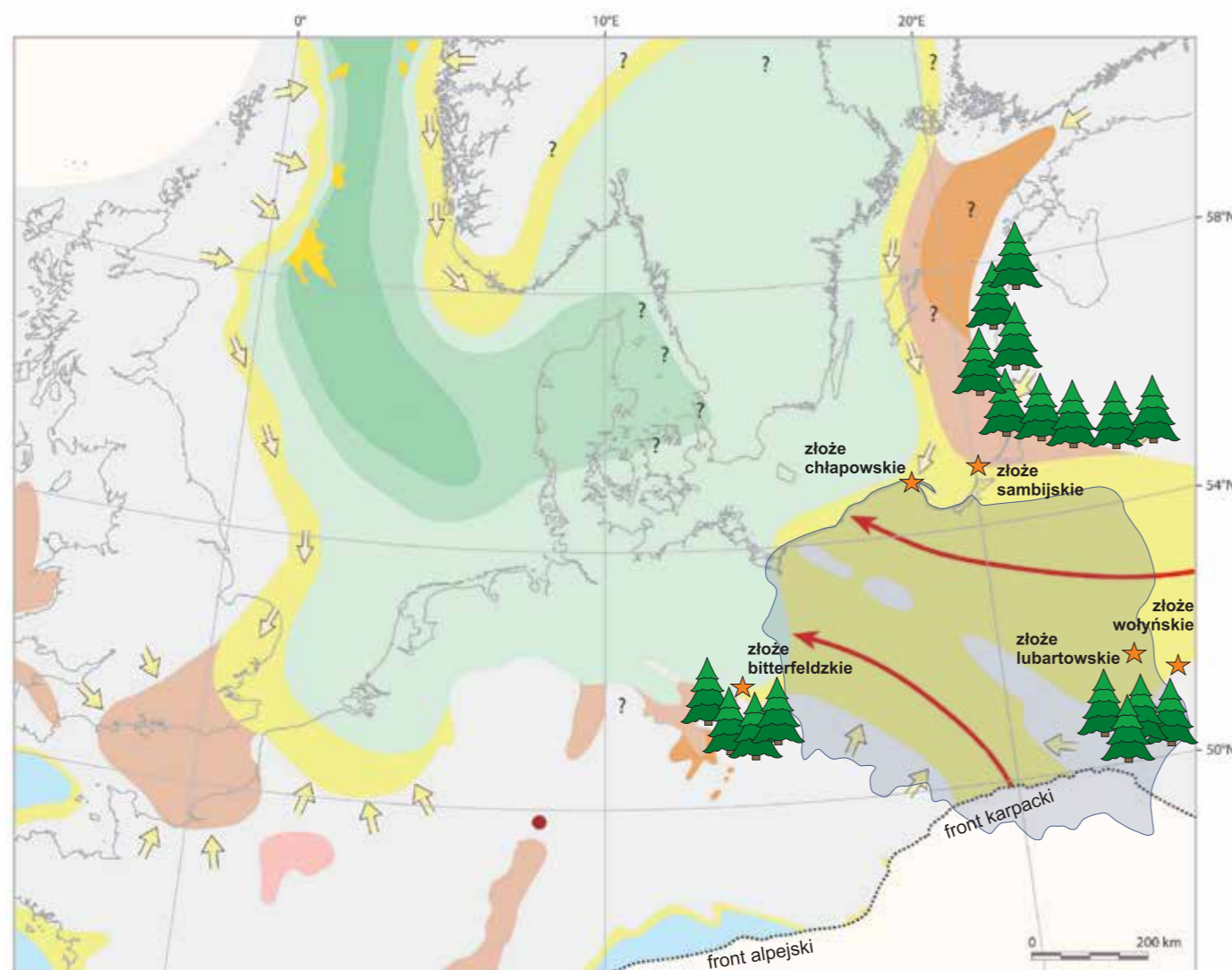


FIG. 19. Rozprzestrzenienie eoceńskich lasów bursztynodajnych i różnowiekowych paleogeńskich złóż bursztynu na obszarze Fennoskandii oraz wzdłuż wschodnich (tarcza ukraińska) i południowych (blok małopolski) wybrzeży eoceńskiego morza epikontynentalnego (Słodkowska, Kasiński, 2016b)

- muły głębokomorskie (dolny–środkowy batial)
- muły głębokomorskie (górny batial)
- muły morskie
- piaski głębokomorskie (spływy masowe, turbidyty)
- piaski płytkomorskie
- utwory paraliczne (brakiczne lub morsko-ładowe)
- utwory lądowe
- morskie utwory węglanowe
- ➔ główne kierunki dostawy osadów piaszczystych
- ➔ kierunek prądów wzdłużbrzegowych
- centra wulkanizmu
- ➔ dopływ egzotycznej fauny

Paleogen w zapadlisku przedkarpaccim

Marek Jasionowski

Utwory paleogenu zalegające pod morskimi osadami miocenu mają na terenie zapadliska przedkarpacciego bardzo ograniczone występowanie. Spoczywają one na zróżnicowanych litologicznie skałach podłoża – prekambru, paleozoiku lub mezozoiku (Oszczypko i in., 1989; Buła, Habryn, 2011). Stwierdzono je na dwóch obszarach (fig. 20): w NE części zapadliska (na południe od Biłgoraja – w rejonie Tarnogrodu), gdzie tworzą niewielkiej miąższości płaty osadów morskich i lądowych (Gedl, 2000a, 2015; Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl i in., 2016), oraz w okolicach Rzeszowa, na linii nasunięcia Karpat fliszowych, gdzie nawiercono lądowe osady głęboko wciętych dolin (Moryc, 1995). Ponadto w okolicach Krakowa (zob. Alexandrowicz, 1969; Felisiak, 1992, 2016; Wójcik i in., 2015), a także w innych rejonach w podłożu zapadliska przedkarpacciego (Miziołek, Filar, 2019; Miziołek i in., 2022; Łaba-Biel i in., 2024), do paleogenu (przynajmniej częściowo) są przypisywane utwory lądowe związane z procesami wietrzeniowymi i krasowymi.

Osady eocenu i oligocenu w rejonie Tarnogrodu (Gedl, 2000a, 2015; Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl i in., 2016) są genetycznie związane z podobnie wykształconymi utworami tego wieku na Niżu Polskim. Powstały one na obszarze platformowym przed uformowaniem się zapadliska przedkarpacciego, zatem nie mogą być uznane za utwory wypełniające to zapadlisko (Myśliwiec, Śmist, 2006). Nie zostały one dotychczas wydzielone jako osobne formalne jednostki litostratigraficzne lub przypisane do już istniejących wydzielen. Pierwotnie ich ciągły zasięg musiał być dużo większy, jednak ograniczony do NE części zapadliska przedkarpacciego. Wskazuje na to nie tylko występowanie osadów w rejonie Tarnogrodu oraz na Rostoczu w rowie Sołokiji (Buraczyński, Krzowski, 1994; Gaździcka, 1994; Gedl, 2014), lecz także obecność redeponowanych dinocyst eoceńskich i oligocennych w morskich osadach badenu w północnej części zapadliska przedkarpacciego (zob. Gedl, 2012). Tereny położone dalej na zachód (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, rejon Krakowa) były w paleogenu obszarami lądowymi. Podlegały one erozji, a występujące tam lądowe osady związane z wietrzeniem i krasowaniem nie zawierają żadnych wskaźników biostratigraficznych, które przynajmniej częściowo wskazywałyby na ich paleogeński wiek (zob. Felisiak, 1992).



- paleogen okolic Rzeszowa
- eocen i oligocen w rejonie Tarnogrodu
- zapadlisko przedkarpaccie
- Karpaty fliszowe
- basen Niżu Polskiego

FIG. 20. Mapa rozprzestrzenienia utworów paleogenu w podłożu zapadliska przedkarpacciego (na podstawie: Moryc, 1995; Myśliwiec, Śmist, 2006; Narkiewicz i in., 2023)

Najstarszą częścią serii osadowej paleogenu z rejonu Tarnogrodu o udokumentowanym wieku są utwory piaszczyste spoczywające na skałach jury środkowej, które nawiercono w otworze Łukowa 4 na głęb. 812–822,7 m (fig. 21; Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl, 2015). Są one wykształcone jako ciemnoszare, dobrze wysortowane i intensywnie zbioturbowane drobnoziarniste piaszczowce. W ich sągu występują klasty mułowców z jurajskiego podłoża. Wiek tych utworów na podstawie dinocyst określono na górny eocen (Gedl, 2015). Charakter palinofacji wskazuje na morskie środowisko sedimentacji w stosunkowo płytkim zbiorniku.

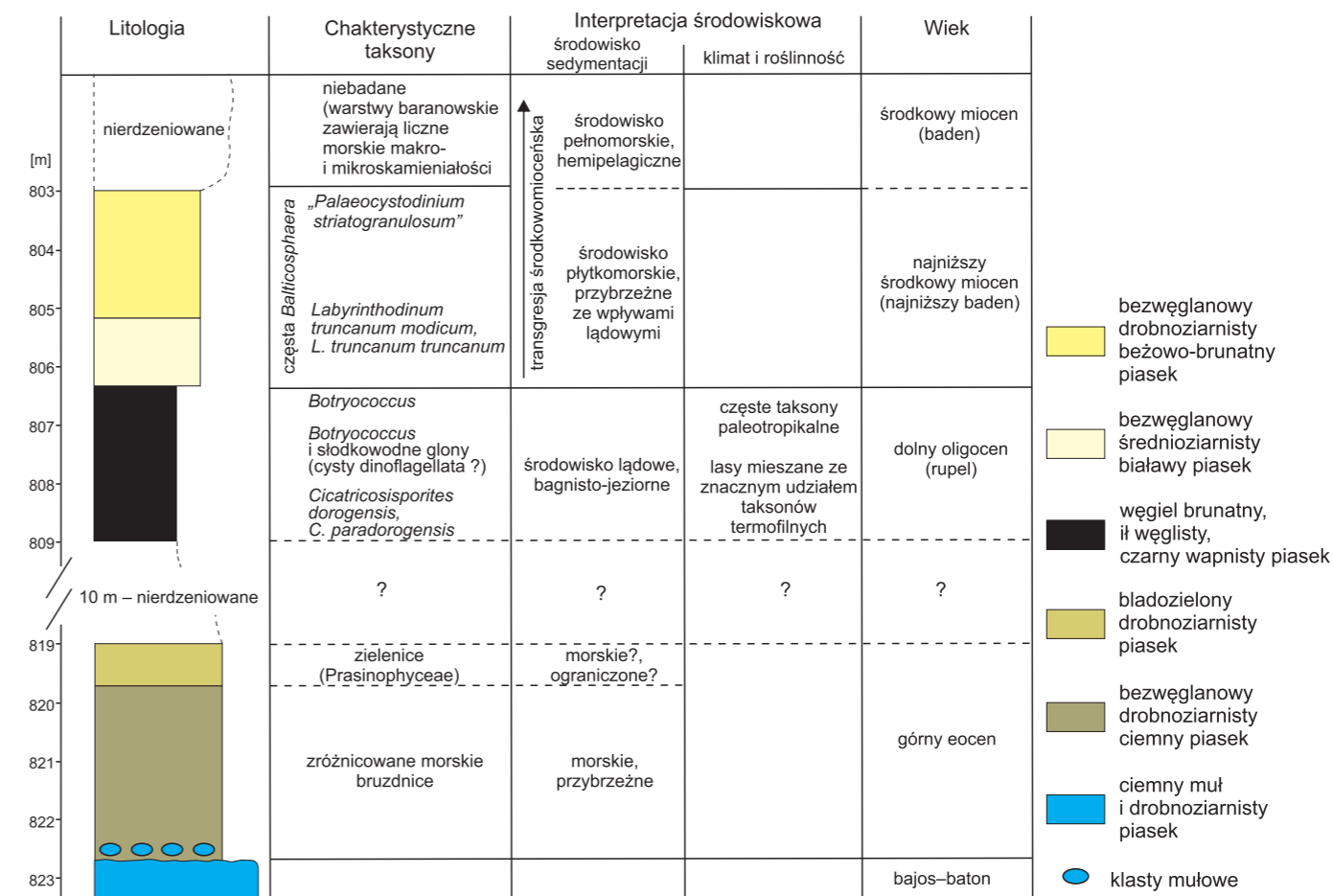


FIG. 21. Osady eocenu i oligocenu w otworze wiertniczym Łukowa 4 (Gedl i in., 2016)

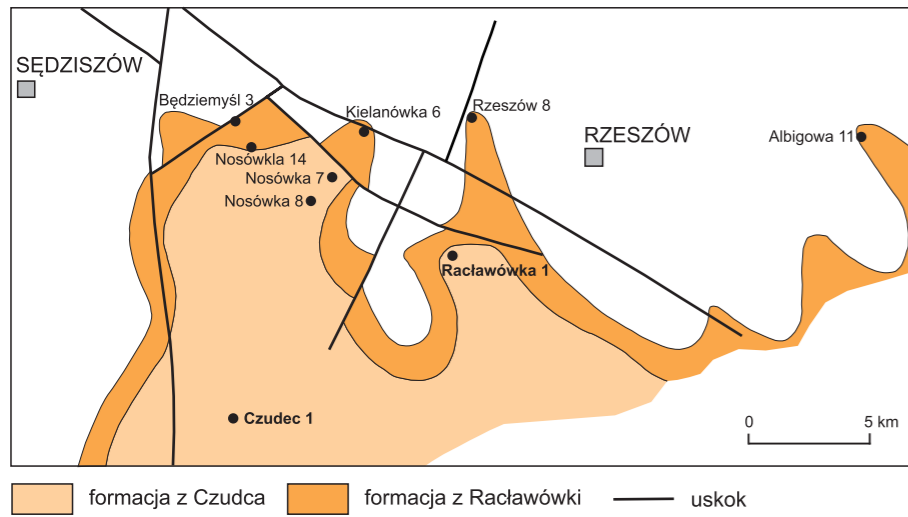


FIG. 22. Mapa utworów paleogenu wypełniających wcięte doliny w rejonie Rzeszowa

Utwory oligocenu mają szersze rozprzestrzenienie w zapadlisku przedkarpackim i zostały udokumentowane na podstawie wyników badań palinologicznych, poza otworem Łukowa 4, także w kilku innych wierceniach (Mysiłowicz, Śmist, 2006; Gedl, 2015; Gedl i in., 2016). Na podstawie podobnego wykształcenia litologicznego i facyjnego, pozycji stratygraficznej oraz korelacji pomiarów geofizyki wiertniczej stwierdzono je również w kolejnych odwiertach w tym rejonie. Sukcesja utworów oligocenicznych na omawianym obszarze wg Mysliwca i Śmista (2006) obejmuje dwa kompleksy litofacialne: dolny złożony z brunatnych piaskowców z przewarstwieniami osadów fitogenicznych oraz górny, który tworzą jasne, dobrze przemyte i wysortowane piaski i piaskowce kwarcowe. Cechą wspólną obydwu wydzieli jest bezwapniałość oraz brak makroskamieniałości. Ponieważ nie stwierdzono również możliwości do oznaczenia mikrofauny otwornicowej, to ich wiek określono na podstawie badań palinologicznych. Bogate zespoły dinocyst umożliwiają datowanie występującej jedynie w dolnym kompleksie utworów oligocenu. Kompleks górny jest ich pozbawiony. Późniejsze badania Gedla i in. (2016) wykazały, że górny kompleks jest prawdopodobnie wieku środkowioceńskiego (dolny baden; fig. 21).

Na obszarze między Rzeszowem a Sędziszowem występują w podłożu paleoeryny erozyjne (paleodoliny) wypełnione osadami zlepieńcowymi i mułowcowo-piaskowcowymi o dużej miąższości (fig. 22, 23; Moryc, 1995). Są to osady lądowe, pozbawione mikrofauny morskiej, ale zawierające obfitą florę wskazującą prawdopodobnie na wiek paleogeński. Na tych utworach lub – w przypadku ich braku – bezpośrednio na osadach mezo-paleozoicznego podłoża, spoczywają przekraczające utwory ilaste z morską mikrofauną dolnego badenu (formacja skawińska). Wyznaczają one w tym rejonie początek transgresji morza miocenu. Podobne doliny kopalne związane z przedśrodkowioceńską (paleogeńską?) erozją fluwialną, wypełnione osadami paleogeńskimi lub miocenickimi, są znane w wielu innych miejscach pod nasunięciem Karpat fliszowych (zob. Głuszyński, Aleksandrowski, 2016).

Omawiane utwory dzielą się na dwa odmienne litologicznie kompleksy osadowe, które Moryc (1995) wyróżnił jako dwie oddzielne jednostki litostratygiczne: formację zlepieńców z Raclawówki i wyżej położoną formację mułowcowo-piaskowcową z Czudca (tab. 2). Utwory te poza otworami stratygraficznymi (odpowiednio Raclawówka 1 i Czudec 1) nawiercono na omawianym obszarze także w kilku innych odwiertach (fig. 23). Były one słabo rdzeniowane – pobrano wyłącznie pojedyncze rdzenie z krótkich interwałów głębokościowych;

materiału rdzeniowego, który pozwalałby je scharakteryzować, jest zatem niewiele.

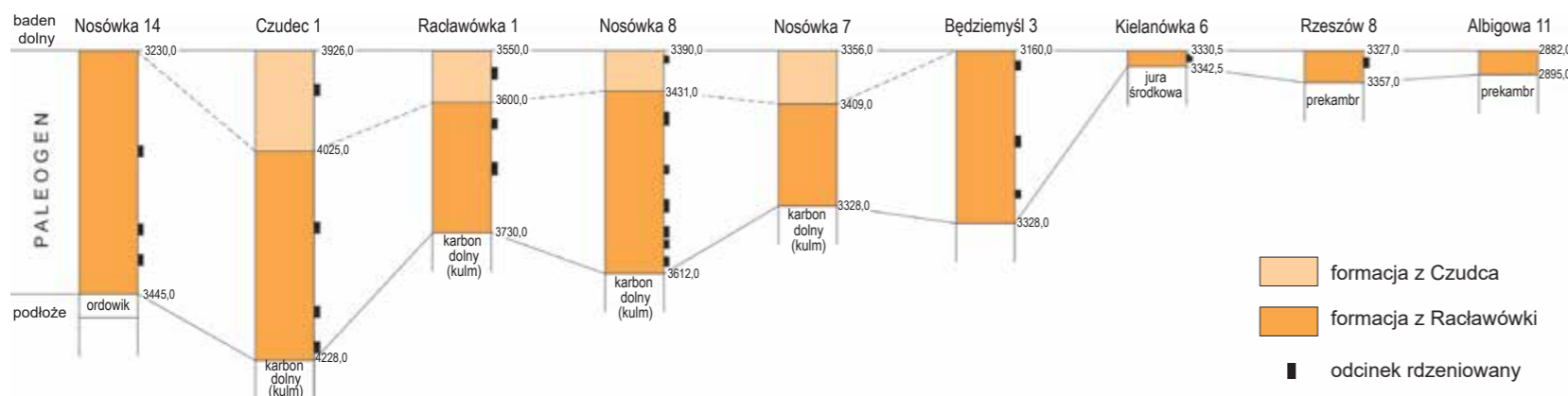
Formacja zlepieńców z Raclawówki w stratotypowym otworze wiertniczym osiąga 130 m miąższości. Zalega ona na serii ilowcowo-lupkowej kulmu (karbon dolny), a przykryta jest mułowcami i piaskowcami formacji z Czudca (fig. 23). Tworzą ją zlepieniece polimiktyczne (Moryc, 1995; tab. 2). Litologia otoczków wykazuje podobieństwo do utworów podłoża – osadów węglanowych dewonu lub karbonu i klastycznych utworów starszego paleozoiku. Wiek formacji oszacowano na podstawie zalegania pod opisaną niżej formacją z Czudca.

Formacja mułowcowo-piaskowcowa z Czudca w otworze stratotypowym (Czudec 1) osiąga miąższość prawie 100 m i spoczywa na wyżej opisaną formację zlepieńców z Raclawówki (Moryc, 1995). Jest ona zbudowana z mułowców i ilowców (tab. 2). Na ogół są to skały bezwapniałe, z licznymi zwęglonymi szczątkami roślin (Moryc, 1995). Spotyka się także przewarstwienia piaskowców. W mułowcach w profilu otworu wiertniczego Czudec 1, Moryc (1995) stwierdził warstwę z drobnymi ślimakami. W formacji z Czudca nie znaleziono fauny morskiej, stwierdzono natomiast obecność obfitej makroflory lądowej. W przeciwieństwie do formacji z Czudca, nadległe osady ilaste formacji skawińskiej zawierają bogaty zespół mikrofauny morskiej dolnego badenu. Utwory formacji z Czudca są najpewniej osadami lądowymi o charakterze bagienno-jeziornym, na co wskazuje typ osadu oraz występująca w nich kopalna flora. Wiek utworów formacji z Czudca nie jest pewny i został wstępnie określony na podstawie badań florystycznych w otworach Nosówka 9 i Czudec 1 na paleogen, chociaż nie można wykluczyć, że utwory te to dolny miocen (Moryc, 1995; zob. też Jarosiński i in., 2010).

Formacja andrychowska wydzieleną przez Oszczytko i Oszczytko-Clowes (2003) w otworze Andrychów 6 miała – przynajmniej częściowo – należeć do oligocenu. Kwalifikacja wiekowa tych osadów zdaniem Moryca (2005) może jednak budzić wątpliwości, a osady do niej zaliczane należą w istocie do formacji stryszawskiej (ogniwo zlepieńców ze Stachorówki) i są wieku karpackiego (górny dolny miocen; Moryc, 2005).

W okolicach Krakowa w spągu morskich utworów miocenu występują osady lądowe – wietrzniowe i krasowe, którym przypisuje się częściowo wiek oligoceniczny, częściowo dolnomioceniczny (Alexandrowicz, 1969; Felisiak, 1992), a w niektórych przypadkach także dolnokredowy (Wójcik i in., 2015; zob. też Felisiak, 2016). Są to utwory bez fauny – głównie gliny zwietrzelinowe, iły zielone, iły z krzemieniami i piaski kwarcowe powstałe w wyniku wietrzenia jurskich i kredowych skał występujących w podłożu. Wypełniają one rozmaite erozyjne formy krasowe, często wykorzystujące powierzchnie spękań, a nawet uskoków, i ułożone w trzech piętrach (fig. 24). Osady najstarszego piętra górnego wypełniają drobne formy krasowe o rozwinięciu pionowym (studnie, rozmyte szczeliny, leje krasowe) i rzadziej poziomym (komory) oraz tworzą niewielkie wystąpienia na zboczach dolin. Są najbardziej zróżnicowane litologicznie i obejmują gliny zwietrzelinowe, iły i piaski. Środkowe piętro jest jednolite litologicznie (iły z krzemieniami oksfordzkimi) i reprezentuje system paleodoliny krasowych. Dolinom tym towarzyszy system pustek krasowych wypełnionych białymi piaskami, krzemieniami i zielonymi iltami. Piętro dolne wyznaczają pionowe systemy kanałów i szczelin, rozwinięte pod dnami dolin do głębokości większej niż 100 m, wypełnione iltami i piaskami. Opisane utwory powstały prawdopodobnie w oligocenie i niższym miocenie (po karpat), równocześnie z uskokami środkowopolskimi, tworzącymi główne zręby i rowy tektoniczne omawianego obszaru. Podobne osady krasowe były opisywane ostatnio także z otworów wiertniczych z innych rejonów w podłożu zapadliska przedkarpackiego (Miziołek, Filar, 2019; Miziołek i in., 2022; Łaba-Biel i in., 2024).

FIG. 23. Korelacja litostratygiczna utworów paleogenu w rejonie Rzeszów-Sędziszów (Moryc, 1995)



TAB. 2. Schemat litostratygiczny paleogenu w zapadlisku przedkarpackim

Nazwa (kreator)	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygiczny	Uwagi
Formacja z Raclawówki (Moryc, 1995)	do 215	rejon Sędziszów Małopolski-Rzeszów	jednostka znana wyłącznie z kilku wierceń w rejonie Rzeszowa, wydzieleną i opisana przez Moryca (1995)	otw. Raclawówka 1, głęb. 3600,0–3730,0 m	południowa Polska, okolice Rzeszowa w rejonie nasunięcia karpackiego	zlepieniece polimiktyczne składające się z bardzo dobrze obtoczonych otoczków, zwykle o średnicy 0,5–4,0 cm (rzadko do 7,0 cm), spojonych substancją ilasto-hemalutową, barwy czerwonej i czerwono-zielonej; inwentarz otoczków stanowią ilowce i mułowce czerwono-zielone, zbliżone do barwy spoiwa, piaskowce drobnoziarniste i pelityczne, szare, na ogół bezwapniałe, piaskowce szarozielone z glaukonitem o spoiwie węglanowym oraz krystaliczne wapienie brązowobeżowe; rzadziej otoczek twardych ciemnoszarych skał ilasto-krzemionkowych, piaskowców kwarcytowych (a nawet kwarcytów) stalowoszarzych i różowych oraz szarogłazów; litologia otoczków wykazuje podobieństwo do utworów podłoża – węglanowych dewonu lub karbonu i klastycznych starszego paleozoiku; zalega na osadach ilowcowo-lupkowych kulmu (karbon dolny), a przykryta jest mułowcami i piaskowcami formacji z Czudca	brak	paleogen?; wiek na podstawie zalegania pod formacją z Czudca	brak wskaźników biostratygicznych
Formacja z Czudca (Moryc, 1995)	do 100	rejon Sędziszów Małopolski-Rzeszów	jednostka znana wyłącznie z kilku wierceń w rejonie Rzeszowa, wydzieleną i opisana przez Moryca (1995)	otw. Czudec 1, głęb. 3926,0–4025,0 m	południowa Polska, okolice Rzeszowa w rejonie nasunięcia karpackiego	mułowce i ilowce, na przemian seledynowozielone, szarozielone i ciemnoszare, prawie czarne, na ogół bezwapniałe, z licznymi zwęglonymi szczątkami roślin, niekiedy z większymi fragmentami zwęglonych gałązek drzew oraz drobnymi wystąpieniami węgla; spotyka się także warstwy piaskowców; w osadach tych powszechnie występuje piryt; cechą charakterystyczną formacji jest całkowity brak skamieniałości fauny morskiej oraz obecność obfitej makroflory, świadczących o lądowym środowisku sedimentacji; dolna granica formacji zaznacza się bardzo wyraźnie, zarówno charakterem litologicznym osadów, jak i na profilach geofizyki wiertniczej, a górna jest mniej jednoznaczna, gdyż powyżej występują podobne litologicznie utwory ilaste należące do formacji skawińskiej, jednak zawierające morską mikrofaunę badenu dolnego	obfita flora lądowa, ślimaki słodkowodne; brak fauny morskiej	paleogen?, ale nie można wykluczyć dolnego badenu	wiek niejednoznaczny (szerokie zasięgi wiekowe taksonów)
Osady eoceni	do kilku-nastu	rejon Tarnogrodu	utwory znane wyłącznie z wierceń z okolic Tarnogrodu opisane przez Mysliwca i Śmista (2006) oraz Gedla (2015)	otw. Łukowa 4, głęb. 812,0–822,7 m	izolowany płat w podłożu zapadliska przedkarpackiego na południe od Bilgoraju (okolice Tarnogrodu)	ciemnoszare, dobrze wysortowane, intensywnie zbioturbowane, drobnoziarniste piaskowce; spotyka się w nich rycia z ichnorodzaju <i>Ophiomorpha</i> ; w spągu występują klasty podłoża	brak makroskamieniałości; liczne morskie bruzdnice (dinocysty), zielenice (prazynofity – <i>Prasinophyceae</i>); ichnoskamieniałości <i>Ophiomorpha</i>	eocen	–
Osady oligoceni	do kilku-dziesięciu	rejon Tarnogrodu	utwory znane wyłącznie z wierceń z okolic Tarnogrodu, m.in.: Wola Różaniecka 10, Jedlinki 2, Księżpole 11 i 12, Potok Górny 4, Łukowa 4 (zob. Mysliwicz, Śmist, 2006; Gedl, 2015; Gedl i in., 2016)	otw. Łukowa 4, głęb. 806,3–812,0 m	izolowany płat w podłożu zapadliska przedkarpackiego na południe od Bilgoraju (okolice Tarnogrodu)	brunatne piaskowce z soczewkami osadów fitogenicznych (w tym węgla brunatnego); bezwapniałe, pozbawione makrofauny; warstwowane poziomo, soczewkowo, faliście i smużycie, ze strukturami zmarszczkowymi i rizoidami; powszechnie zbioturbacje; rozrzucony zwęglony detrytus flory oraz błyszczące łuski węgla; obok ziaren kwarcu obecne łyszczyki, skalenie, glaukonit i minerały ciężkie (cyrkon, rutil i dysten); ubogie ilościowo spoiwo ma charakter oblekający ziarna, rzadziej kontaktowo-porowy i obejmuje autigeniczny glaukonit, tlenki Fe, kaolinit, szamozyt oraz niezidentyfikowany materiał krykrytaliczny	brak makrofauny; szczątki makroflory; liczne bruzdnice (dinocysty), palinomorfy	oligocen	–

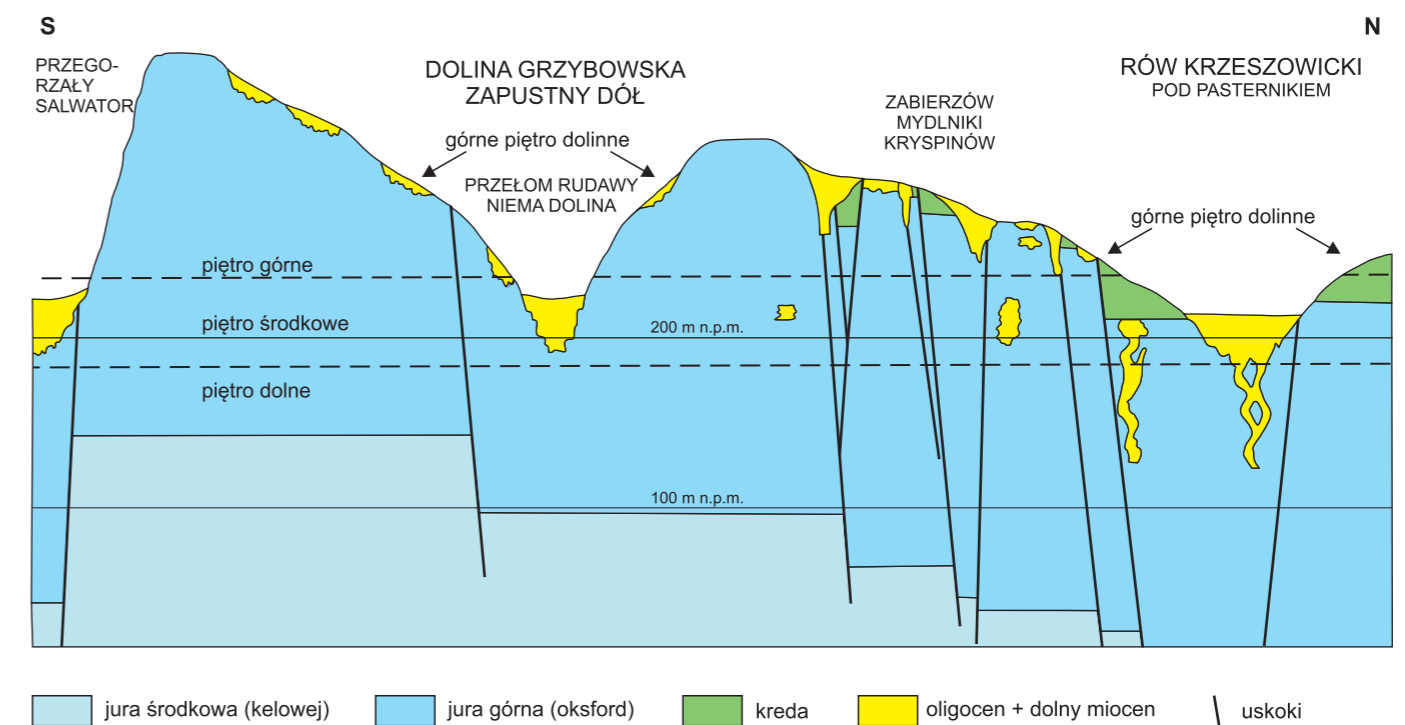


FIG. 24. Piętra krasu paleogeńskiego i neogeńskiego na południe od Rowu Krzeszowickiego między Zabierzowem a Krakowem (Felisiak, 1992)

Paleogen w Karpatach zewnętrznych

Tomasz Malata

Utwory paleogenu występują we wszystkich seriach osadowych Karpat zewnętrznych. W bardziej wewnętrznych z nich – magurskiej, dukielskiej/przedmagurskiej i wschodniej części serii śląskiej – dominują one pod względem miąższości i zajmowanej powierzchni. Profil prawie wszystkich serii osadowych Karpat zewnętrznych obejmuje cały paleogen, jedynie w serii dukielskiej kończy się w górnym oligocenie.

Profil paleogenu najbardziej północnej z karpaccich serii osadowych – serii skolskiej – rozpoczyna się stropową częścią warstw inoceramowych (formacja ropianiecka – Kotlarczyk, 1978; kreda-paleocen; tab. 3), wykształconych jako łupki ilaste lub margliste przelawicane piaskowcami cienko- lub średnioławicowymi. Zawierają one warstwy wapieni turbidytowych (wapienie z Birczy – Gucik, 1963) oraz liczne pakiety osadów spływów podmorskich, często z egzotykami (iły babickie). Ku górze profilu przechodzą

one w łupki pstre (paleocen–dolny eocen) wykształcone jako łupki ilaste barwy czerwonej lub zielonej, rzadko z cienkimi przelawicami piaskowców. Wyższa część eocenu to warstwy hieroglifowe – drobnorytmiczna seria zbudowana z zielonych łupków ilastych oraz piaskowców cienko- lub średnioławicowych. W jej obrębie miejscami występują iły z Czudca – osady spływów podmorskich. Warstwy hieroglifowe są nadścielone przez popielate margle o niewielkiej miąższości – margle globigerinowe (najwyższy eocen–najniższy oligocen). Powyżej margli osadziły się warstwy menilitowe (tab. 3). Ich spągowa część to warstwy podrogowcowe o niewielkiej miąższości, złożone zwykle z łupków brunatnych, rzadziej piaskowców. Nad nimi występują rogowce menilitowe – twarde skały krzemionkowe, brunatne, występujące w cienkich ławicach (fig. 25B). Powyżej nich często osadzały się jasne, twarde margle dynowskie. Główną masę warstw menilitowych tworzą jednak wyżej leżące brunatne, bitumiczne łupki ilaste. W centralnej

części jednostki skolskiej są one rozdzielone gruboławicowymi piaskowcami kliwskimi o miąższości dochodzącej do kilkuset metrów. W zewnętrznej części jednostki skolskiej warstwy menilitowe kończą profil paleogenu (i przechodzą do dolnego miocenu). Ku południowi ich górna część jest zastępowana stopniowo przez warstwy krośnieńskie dolne (tab. 3), zbudowane głównie z gruboławicowych, drobnoziarnistych piaskowców muskowitzowych przelawicanych szarymi mulowcami marglistymi. Miejscami pomiędzy warstwami menilitowymi a krośnieńskimi można wydzielić warstwy przejściowe o cechach zarówno warstw menilitowych (ilaste łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitzowe, szare mulowce), lokalnie zawierające również ławice lub kongregacje syderytowe.

Odmienne wykształcona jest najbardziej zewnętrzna część serii skolskiej na południe od Przemyśla. Górna część warstw hieroglifowych jest zastąpiona przez jasne, miękkie margle i wapienie pasieczniańskie (eocen). Wyżej leżą warstwy popielskie (tab. 3) – miąższa olistostroma z wczesnego oligocenu. Zbudowana jest ona z ciemnoszarych mulowców, w profilu zastępuje warstwy podrogowcowe. Dopiero nad nimi zalegają warstwy menilitowe.

W najbardziej wewnętrznej części obszaru występowania serii skolskiej można zaobserwować z kolei facje przejściowe między serią skolską a podśląską. Są to drobnorytmiczne piaskowce i łupki z licznymi przewarstwieniami łupków i margli pstrych.

Położona na południe od serii skolskiej seria podśląska cechuje się bardzo małą miąższością starszego paleogenu i wykształceniem ilasto-marglistym. W paleocenie i we wczesnym eocenie osadziła się górna część margli węglowieckich – czerwone, jasnopopielate, zielonkawe lub plamiste miękkie margle. Ku górze profilu (od dolnego eocenu) są one zastępowane przez ilaste łupki pstre, a w górnym eocenie – przez ilaste łupki zielone. Wyżej w profilu tej serii znajdują się margle globigerinowe, warstwy menilitowe, przejściowe i krośnieńskie dolne, wykształcone podobnie jak w serii skolskiej. Jednak warstwy menilitowe cechuje znacznie bardziej ilasty charakter – bez piaskowców kliwskich, które ku południowi wyklinowują się już w południowej części obszaru występowania serii skolskiej.

W zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych do serii podśląskiej zaliczono zróżnicowane litologicznie utwory odsłaniające się m.in. w okolicach Żywca, Wadowic i w oknach tektonicznych strefy lanckorońsko-żegocińskiej. Rozwój wielu z tych utworów wskazuje jednak na większe analogie litologiczne z serią skolską niż podśląską. Ogólnie występują tam (mniej lub bardziej lokalnie): piaskowce mszywiolowo-litotamniowe z Szydłowca (kreda–dolny paleocen), łupkowo-piaskowcowe drobnorytmiczne warstwy z Gorzenia (paleocen) i podobne do nich glaukonitowe piaskowce z Czerwina (paleocen). Wszystkie reprezentują facje typu warstw inoceramowych. Ponadto lokalnie wyróżnia się piaskowce i łupki z Radziechowych (paleocen–eocen; fig. 25D), łupki i margle pstre (paleocen–eocen), niekiedy z przewarstwieniami piaskowców typu ciężkowieckich (eocen), łupki i cienkoławicowe piaskowce warstw hieroglifowych i łupki z Lipowej (fig. 26C) oraz warstwy menilitowe.

Bardziej wewnątrz – w stosunku do serii podśląskiej – osadziły się utwory serii śląskiej (tab. 3). Profil paleogenu tej serii rozpoczynają bardzo miąższe warstwy istebniańskie (kreda górna–paleocen). W wielu strefach da się je podzielić na warstwy istebniańskie dolne (gruboławicowe piaskowce i zlepieńce), których sedimentacja (głównie w czasie kredy) mogła sięgać do wczesnego paleocenu, oraz warstwy istebniańskie górne (w całości paleoceńskie). Warstwy istebniańskie górne obejmują łupki istebniańskie dolne (ciemnoszare łupki z soczewami cienkoławicowych piaskowców), piaskowce istebniańskie górne (gruboławicowe piaskowce i zlepieńce z przelawicami ciemnoszarych, mulowcowych osadów spływów podmorskich) i łupki istebniańskie górne.

Nad warstwami istebniańskimi profil górnego paleocenu–eocenu tworzą łupki pstre, często z warstwami gruboławicowych piaskowców ciężkowieckich oraz wyżej leżące drobnorytmiczne osady łupkowo-piaskowcowe (warstwy hieroglifowe). Są one przykryte marglami globigerinowymi (przełom eocenu i oligocenu) oraz warstwami menilitowymi (oligocen) zbudowanymi głównie z ilastych, brunatnych łupków bitumicznych (fig. 25A,E) z pakietem rogowców w spągu. Sporadycznie w dolnej części warstw menilitowych występują gruboławicowe piaskowce magdaleńskie. Miejscami powyżej warstw menilitowych spoczywają warstwy przejściowe o cechach zarówno warstw menilitowych, jak i krośnieńskich. Profil paleogenu serii śląskiej kończą warstwy krośnieńskie dolne. Generalnie ich dolna część jest zbudowana z gruboławicowych, drobno- lub średnioziarnistych piaskowców muskowitzowych z przewarstwieniami łupków mulowcowych, które w NE części serii śląskiej stanowią cały profil warstw krośnieńskich (tzw. piaskowce facji leskiej; fig. 25C). W pozostałych strefach ku górze profilu przechodzą one w cienko- lub średnioławicową serię łupkowo-piaskowcową, miejscami z pakietami piaskowców gruboławicowych, a następnie w serię zbudowaną głównie z szarych, marglistych łupków mulowcowych.



FIG. 26. Utwory paleogenu Karpat: A – piaskowce ciężkowieckie górne (piaskowce ze Skawiec) – eocen dolny; Tarnawa Dolna; B – piaskowce z Mutnego (paleocen); Mutne; C – łupki z Lipowej (eocen); Lipowa 6. Fot. L. Balicki

FIG. 25. Utwory paleogenu Karpat: A – warstwy menilitowe i krośnieńskie dolne (oligocen); Znamirówce; B – piaskowce, łupki, rogowce i margle – warstwy podrogowcowe i rogowce – warstwy menilitowe (oligocen); Krościenko; C – piaskowce gruboławicowe typu leskiego – warstwy krośnieńskie dolne (oligocen); Hoczew; D – piaskowce z Radziechowych (paleocen–eocen); Lipowa 14; E – warstwy menilitowe (oligocen); Rudawka Rymanowska; F – warstwy nadotryckie – warstwy krośnieńskie dolne (oligocen); Cisowiec. Fot. L. Balicki

W warstwach krośnieńskich dolnych serii śląskiej występują korelacyjne poziomy wapieni kokolitowych – wapień z Jasła i wapień z Zagórza. W serii skolskiej znajdują się one zazwyczaj w obrębie warstw menilitowych lub rzadziej – przejściowych.

Nieco odmiennie przedstawia się profil warstw krośnieńskich dolnych w SE części występowania serii śląskiej na terenie Polski (Bieszczady). Dolną i górną część ich profilu stanowią tam drobno- lub średniorytmiczne osady piaskowcowo-łupkowe (warstwy podotryckie i nadotryckie; fig. 25F). Rozdzielone są one kompleksem piaskowców otryckich (tab. 3) o miąższości miejscami przekraczającej 1000 m, zbudowanym głównie z muskowitzowych piaskowców gruboławicowych o innym materiale i kierunku paleo-transportu niż piaskowce gruboławicowe facji leskiej (fig. 25C). Przedzielane są one pakietami łupkowo-piaskowcowymi. W tej strefie wapienie krośnieńskie dolne z Jasła i Zagórza znajdują się w warstwach nadotryckich.

Kolejną, ku południowi, serią osadową Karpat zewnętrznych jest seria dukielska (tab. 3). W zachodniej jej części paleogen rozpoczyna się piaskowcowo-łupkowymi, drobno- lub średnioławicowymi warstwami inoceramowymi, których sedimentacja rozpoczęła się w późnej kredzie. W części wschodniej są one zastępowane warstwami łupkowymi i piaskowcami ciśniańskimi. Piaskowcowo-łupkowe

TAB. 3. Schemat litostratygraficzny paleogenu w Karpatach zewnętrznych

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miaższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
				Seria	skolska					
Warstwy inceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowa-lupkowa z licznymi przelawieniami innych skal, ogólnie pomiędzy formacją z Dolnego a lupkami pstryimi paleocenu–eocenu	warstwy ropianieckie (Paul, 1869); formacja z Ropianki (Kotlarczyk, 1978); formacja rybotycka (z Rybotycz) (Wójcik i in., 1996)**; częściowo: suita stryjska (Wiatow, 1951); formacja z Pisarzowic (Golanka i in., 2013)*	przejście lupków w margle krzemionkowe lub utwory piaskowcowo-lupkowe	przejście utworów piaskowcowo-lupkowych lub lupkowych w osady paleogenu o dominacji pstrych lupków	2200	jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie występuje też w jednostkach dukielskiej i magurskiej)	ciemno- i średniolawicowe piaskowce przelawiane lupkami marglistymi, z przewarstwieniami margli turbidytowych, lupków pstrych, grubolawicowych piaskowców i zlepieńców oraz osadów osuwisk podmorskich	otwornice, nanoplankton, małże, amonity	turon–paleocen
Wapienie z Birczy	Gucik (1961)	wapienie detrytyczne w stropowej części warstw inceramowych lub w spągowej części lupków pstrych	–	spąg najniższego przewarstwienia wapienia detrytycznego	strop najwyższego przewarstwienia wapienia detrytycznego	25	środkowa część jednostki skolskiej	ulawicone, uziarnione frakcjonalnie jasnokremowe wapienie detrytyczne, zapiaszczone, przelawiane piaskowcami i lupkami	otwornice, nanoplankton	paleocen
Ily babickie	Kropaczek (1917a)	osady spływów podmorskich z egzotykami w górnej części warstw inceramowych lub w lupkach pstrych	częściowo: okrucowce z Makówki (Kotlarczyk, 1978)	powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej warstw inceramowych lub w lupkach pstrych	powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej warstw inceramowych lub w lupkach pstrych	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej	ciemnoszare lub czarne bezstrukturalne mulowce piaszczyste z egzotykami wapieni, piaskowców, lupków lyszczkowych, węgla kamiennego	otwornice, nanoplankton, ślimaki, małże	maastricht–paleocen
Lupki pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	ilaste lupki o barwach czerwonych i zielonych powyżej warstw inceramowych	formacja pstrych lupków (Rajchel, 1990); formacja lupków pstrych z Żohatynia (Wójcik i in., 1996)*	przejście od szarych lupków z piaskowcami w zielone i czerwone lupki ilaste	przejście od zielonych i czerwonych lupków ilastych w serię lupkowo-piaskowcowa warstw hieroglifowych, a w wewnętrznej części jednostki skolskiej do warstw menilitowych	200	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	czzerwone, zielone i rzadziej jasnoszare lupki ilaste, bezwapniste, miejscami z przewarstwieniami cienkolawicowych, drobnoziarnistych piaskowców	otwornice	paleocen–eocen (zwykle sięgają do dolnego eocenu, ale w wewnętrznej części jednostki mogą trwać po eocen górny)
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	seria lupkowo-piaskowcowa, zwykle bezwapnista, pomiędzy lupkami pstryimi a marglami globigerinowymi	formacja hieroglifowa (Rajchel, 1990); formacja hieroglifowa z Bachorza (Wójcik i in., 1996)	przejście od zielonych i czerwonych lupków ilastych w serię lupkowo-piaskowcowa	ostra granica pomiędzy serią lupkowo-piaskowcowa z dominacją zielonych lupków ilastych a lupkami brunatnymi warstw menilitowych (podrogowcowych)	250	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	zielone lupki ilaste z przelawieniami cienko- lub średniolawicowych piaskowców drobnoziarnistych, laminowanych, z glaukonitem	otwornice	środkowy–górny eocen
Ily z Czudca	Rajchel (1990)	osady spływów podmorskich (niekiedy z egzotykami) w obrębie warstw hieroglifowych jednostki skolskiej	–	powtarzające się przewarstwienia w obrębie warstw hieroglifowych	powtarzające się przewarstwienia w obrębie warstw hieroglifowych	15	niedługo cała jednostka skolska (z wyjątkiem części najbardziej wewnętrznej)	brązowe mulowce piaszczyste, margliste, z egzotykami, głównie skal osadowych	otwornice, nanoplankton wapienny	środkowy–górny eocen
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltermann (1943); Bieda (1946)***	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifowymi a menilitowymi	ogniwo margli globigerinowych ze Strwiąza, formacja hieroglifowa (Rajchel, 1990); formacja margli globigerinowych (Wójcik i in., 1996)*	przejście od lupków ilastych zielonych warstw hieroglifowych w margle	przejście margli w brunatne lupki bitumiczne warstw menilitowych	1–27	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	miękkie, popielate margle turbidytowe z przelawieniami zielonych lupków ilastych i cienkolawicowych piaskowców (Leszczyński, 1997)	otwornice, nanoplankton wapienny	granica eocen/oligocen
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	seria o znaczącym udziale brunatnych lupków bitumicznych	formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996)*	gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne lupki bitumiczne lub piaskowce	pojawienie się wśród brunatnych lupków piaskowców muskowiowych i (lub) szarych mulowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry	650	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie występuje też w innych jednostkach)	brunatne lupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkolawicowych piaskowców, rogowcami i marglami w dolnej części oraz pakietem grubolawicowych, kwarcowych piaskowców kłiwskich	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby (Kotlarczyk i in., 2006)	oligocen–dolny miocen
Warstwy podrogowcowe	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	mało miąższy pakiet lupków brunatnych i piaskowców między marglami globigerinowymi a rogowcami	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo podrogowcowa z Łodyny (Wójcik i in., 1996)*	gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne lupki bitumiczne lub piaskowce	pojawienie się wśród brunatnych lupków ławic rogowców	30	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	brunatne lupki bitumiczne, często skrzemionkowane, z przewarstwieniami cienkolawicowych piaskowców, rzadko zastąpione przez grubolawicowe piaskowce kwarcowe lub zlepieńce (patrz fig. 27B)	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	dolny oligocen
Rogowce menilitowe	Glocker (1843)	pakiet warstwianych skal krzemionkowych w dolnej części warstw menilitowych	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo z Dynowa (z Ulanicy) (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się ławic rogowców wśród brunatnych lupków	zanik ławic rogowców wśród lupków brunatnych	30	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	ulawicone twarde skały krzemionkowe barwy brunatnej przelawiane skrzemionkowymi lupkami brunatnymi, piaskowcami glaukonitowymi i twardymi marglami (patrz fig. 27B)	otwornice	dolny oligocen
Margle dynowskie	Kotlarczyk (1966)	pakiet jasnych margli w dolnej części warstw menilitowych, przelawiających się z górną częścią rogowców lub nadścielających je	margle z Ulanicy (Jerzmańska, Jucha, 1963); formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo z Dynowa (z Ulanicy) (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się ławic margli wśród rogowców lub lupków brunatnych	zanik ławic margli wśród lupków brunatnych	20	cała jednostka skolska	jasne, białawe margle z podrzędnymi przewarstwieniami rogowców i lupków brunatnych	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby (Bieńkowska-Wasiuk, 2021)	dolny oligocen
Piaskowce kłiwskie	Paul, Tietze (1877)	pakiet grubolawicowych piaskowców kwarcowych w obrębie warstw menilitowych	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo piaskowców kłiwskich (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się licznych przewarstwien grubolawicowych piaskowców kwarcowych wśród lupków brunatnych	zanik przewarstwien grubolawicowych piaskowców kwarcowych wśród lupków brunatnych	600	jednostka skolska, z wyjątkiem części najbardziej południowej	grubolawicowe piaskowce kwarcowe, zwykle słabo związane, glaukonitowe, często robocziarniste, podrzędnie przelawiane bitumicznymi lupkami brunatnymi	otwornice, ryby	oligocen, możliwe przejście do dolnego miocenu
Warstwy przejściowe	nieznany	seria o cechach zarówno warstw menilitowych (lupki brunatne, niekiedy piaskowce kłiwskie), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowiowe, szare mulowce); wydziela się je tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*; warstwy przejściowe z Liskowatego (Malata, Zimal, 2016)	pojawienie się w profilu lupków brunatnych piaskowców lub mulowców typu warstw krośnieńskich; niekiedy pakiety o litotypie warstw krośnieńskich w obrębie warstw menilitowych określa się nazwą warstwy lopianieckie	zanik licznych przewarstwien lupków brunatnych wśród piaskowców i mulowców typu warstw krośnieńskich	250	wydzielenie występuje lokalnie, ale jego rozprzestrzenienie to cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przelawiające się w różnych proporcjach bitumiczne lupki brunatne, szare mulowce z muskowitem i zwykle grubolawicowe piaskowce muskowiowe typu warstw krośnieńskich	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowiowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowiowych i (lub) mulowców szarych z muskowitem	koniec sedimentacji w basenie Karpat zewnętrznych	2500	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowiowych i szarych mulowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowiowych, wyżej jest piaskowcowo-mulowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolucyjnie piaskowcami średnio- i cienkolawicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mulowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
Warstwy krośnieńskie dolne	Horwitz (1930) sensu Żgiet (1961)	w jednostce skolskiej są to głównie grubolawicowe piaskowce muskowiowe	–	początek zwartego pakietu grubolawicowych piaskowców muskowiowych powyżej warstw menilitowych lub przejściowych	przejście (zwykle dość ostre) w lupki z Niebylca lub serię piaskowcowo-lupkową warstw krośnieńskich górnych	1000	południowa część jednostki skolskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	grubolawicowe, nielaminowane, zwykle drobno- lub średnioziarniste piaskowce silnie muskowiowe z podrzędnymi przelawieniami szarych lupków mulowcowych, marglistych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
Margle i wapienie pasieczniańskie	Paul, Tietze (1877)	seria marglista zastępująca górną część warstw hieroglifowych w najbardziej zewnętrznej części jednostki skolskiej	–	początek pakietu jasnych margli powyżej warstw hieroglifowych	ostra granica z ciemnymi mulowcami warstw popielskich	90	łuski Koniuszy i Kniażyc na południe od Przemyśla	cienkolawicowe wapienie margliste i margle barwy kremowej, sporadycznie przelawiane piaskowcami	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Warstwy popielskie	Kropaczek (1919)	ciemne osady spływów podmorskich z egzotykami, poniżej warstw menilitowych	–	ostra granica z warstwami hieroglifowymi lub marglami pasieczniańskimi	ostra granica z warstwami menilitowymi	130	łuska Koniuszy na południe od Przemyśla	ciemnoszare mulowce margliste z egzotykami (głównie mezozoicznych wapieni i margli oraz fragmentów skał Karpat zewnętrznych)	otwornice, nanoplankton wapienny, czysty bruzdnik (Suchocka i in., 2019)	dolny oligocen
				Seria	podśląska					
Margle węglowieckie	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	miękkie pstre margle kredowo-paleogeńskie	formacja margli węglowieckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja typu węglowieckiego (Golanka i in., 2013)*	przejście od pstrych lupków godulskich (rzadko piaskowców istebniańskich) w pstre margle	przejście pstrych margli w pstre lupki paleogeńskie	150	jednostka podśląska, brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej	miękkie margle barwy czerwonej, zielonej, popielatej lub plamistej	otwornice, nanoplankton	kampan–eocen
Lupki pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	lupki ilaste barwy czerwonej i zielonej	–	stopniowe przejście pstrych margli lub serii glaukonitowej (piaskowce z Gorzenia, piaskowce z Czerwina) w pstre lupki ilaste	ostre przejście do margli globigerinowych lub warstw menilitowych	100	cała jednostka podśląska	czzerwone i zielone lupki ilaste	otwornice	paleocen–eocen
Piaskowce z Szydłowca	Książkiewicz (1951)	górnokredowa seria piaskowcowa-zlepieńcowa powiązana przejściami z marglami węglowieckimi i glaukonitową serią piaskowcowo-lupkową; stanowią odpowiednik warstw inceramowych w strefie ząbzenia się facji skolskiej i podśląskiej	piaskowce bryozoowo-litolamniowe; formacja z Poznawic, ogniwo piaskowców z Goryczkowca (Golanka i in., 2013)*	zwykle tektoniczna, ale miejscami przejście od pstrych margli węglowieckich	stopniowe przejście w glaukonitowe warstwy z Gorzenia	250	okno tektoniczne Żywca, okolice Wadowic, okna tektoniczne Wiśniowej i Skrzydziej	ciemno- i średniolawicowe piaskowce wapniste, mikowe, związane, z przewarstwieniami zlepieńców kwarcowych z lupkami krystalicznymi i okruchami litotamniów	otwornice, nanoplankton wapienny, mszywoły, litotamnia	maastricht–paleocen
Warstwy z Gorzenia	Książkiewicz (1951)	seria glaukonitowa powyżej piaskowców z Szydłowca; stanowią odpowiednik górnej części warstw inceramowych w strefie ząbzenia się facji skolskiej i podśląskiej	piaskowce z Czerwina (Burtan, 1956); formacja z Poznawic, ogniwo piaskowców z Gorzenia (Golanka i in., 2013)*	stopniowe przejście od piaskowców z Szydłowca	przejście w lupki pstre	100	okolice Wadowic	piaskowce cienko- i średniolawicowe, drobnoziarniste, glaukonitowe, z podrzędnymi przelawieniami szarozielonych lupków ilastych, niekiedy z przewarstwieniami lupków pstrych	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen

* propozycje nazw, a nie jednostki formalne; ** Wójcik i in. (1996) przedstawili dwa warianty nazwy formacji; *** Grzybowski (1897) opisał te utwory bez wprowadzania nazwy, Hiltermann (1943) wprowadził nazwę warstwy globigerinowej, a Bieda (1946) nazwał je marglami globigerinowymi,

**** jednostkę wprowadził Wabycha (1975), a Cieszkowski (1979) ją zdefiniował, zmniejszając wyraźnie zasięg w profilu

TAB. 3. cd.

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miaższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
Piaskowce z Czerwina	Burtan (1956)	piaskowce glaukonitowe i łupki zielone występujące pod łupkami pstryimi	warstwy z Gorzenia (Książkiewicz, 1951); formacja z Poznawic, ogniwo piaskowców z Czerwina (Golonka i in., 2013)*	nad marglami węglowieckimi lub piaskowcami z Szydłowca	przejście w pstrę łupki	50	okno tektoniczne Wiśniowej	ciemkolawicowe piaskowce glaukonitowe laminowane konwolutive, średnio- lub gruboziarniste, przelawicane szarozielonymi łupkami ilastymi	otwornice	paleocen
Piaskowce z Radziechowych	Nescieruk (1998)	seria piaskowcowo-lupkowa pomiędzy łupkami pstryimi a zielonoszarą serią ilowcową (łupki z Lipowej, warstwy hieroglifowe)	formacja z Lipowej, ogniwo z Radziechowych (Golonka i in., 2013)*	przejście od łupków pstrych w serię piaskowcowo-lupkową	przejście od serii piaskowcowo-lupkowej w serię o dominacji łupków zielonoszarych	80	okno tektoniczne Żywca	średnio-, grubo- i cienkolawicowe zielone piaskowce glaukonitowe o spoiwie wapienistym, uziamiłone frakcjonalnie, średnio- i gruboziarniste, przelawicane łupkami marglistymi barwy szarozielonej i beżowej (Leśniak, Ważkowska-Oliwa, 2001; patrz fig. 27D)	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	seria lupkowo-piaskowcowa pod warstwami menilitowymi lub marglami globigerinowymi	łupki z Lipowej	przejście od łupków pstrych lub serii piaskowcowo-lupkowej w serię o dominacji łupków zielonoszarych	przejście od serii głównie lupkowej w serię marglistą (margle globigerinowe) lub łupki bitumiczne (warstwy menilitowe)	150	miejscami w jednostce podśląskiej	zielone i szare łupki ilaste z przelawicowanymi piaskowcami cienkolawicowymi (patrz fig. 28C)	otwornice	eocen
Łupki z Lipowej	Nescieruk (1998)	seria głównie ilowcowa powyżej piaskowcowo-lupkowej serii piaskowców z Radziechowych	warstwy hieroglifowe; formacja z Lipowej (Golonka i in., 2013)*	przejście od serii piaskowcowo-lupkowej w serię o dominacji łupków zielonoszarych	przejście od serii głównie lupkowej w serię marglistą (margle globigerinowe)	120	okno tektoniczne Żywca	łupki ilaste zielonobrunatne i jasnoszare, sporadycznie przelawicane piaskowcami cienkolawicowymi	otwornice	eocen
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltmann (1943); Bieda (1946)***	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifowymi lub łupkami pstryimi a warstwami menilitowymi	formacja margli globigerinowych (Wójcik i in., 1996)*	przejście od łupków ilastych zielonych warstw hieroglifowych	przejście w brunatne łupki bitumiczne warstw menilitowych	5	cała jednostka podśląska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	miękkie, popielate margle turbidytowe z przelawicowanymi zielonymi łupkami ilastymi i cienkolawicowymi piaskowcami (Leszczyński, 1996, 1997)	otwornice, nanoplankton wapienny	granica eocen/oligocen
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	seria o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996)*	gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne łupki bitumiczne lub piaskowce	pojawienie się wśród brunatnych łupków piaskowców muskowiowych i (lub) szarych mulowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry	150	zachodnia i wschodnia część jednostki podśląskiej (wydzielenie o identycznej nazwie występuje też w innych jednostkach)	brunatne łupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkolawicowymi piaskowców oraz rogowcami i marglami w dolnej części	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	oligocen–dolny miocen
Warstwy przejściowe	nieznany	seria o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowiowe, szare mulowce); wydziela się ją tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu łupków brunatnych piaskowców lub mulowców typu warstw krośnieńskich	zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mulowców typu warstw krośnieńskich	150	miejscami w jednostce podśląskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przelawiające się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mulowce z muskowitem i zwykle grubolawicowe piaskowce muskowiowe typu warstw krośnieńskich	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowiowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowiowych i (lub) mulowców szarych z muskowitem	koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	500	zachodnia i wschodnia część jednostki podśląskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowiowych i szarych mulowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowiowych, wyżej jest piaskowcowo-mulowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutive piaskowcami średnio- i cienkolawicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mulowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
Seria				śląska						
Warstwy istebniańskie	Hohenegger (1861)	osady o przewodzie grubolawicowych piaskowców kwarcowych, zwykle z przewarstwieniem i nadkładem ciemnoszarych utworów lupkowo-piaskowcowych	formacja istebniańska (Wójcik i in., 1996; Golonka i in., 2013)*	przejście od cienko- lub średniortymicznych osadów turbidytowych w grubolawicowe piaskowce	przejście ciemnoszarego kompleksu lupkowo-piaskowcowego w łupki ilaste czerwone i zielone	1500	cała jednostka śląska	bardzo grubolawicowe piaskowce i zlepieńce kwarcowe z pakietami ciemnoszarych utworów lupkowo-piaskowcowych w środku i w stropie wydzielenia	otwornice	kampan–paleocen
Warstwy istebniańskie dolne	Uhlig w: Liebus (1902)	miąższa seria grubolawicowych piaskowców kwarcowych	piaskowce z Suchej Góry (Goblot, 1928); formacja istebniańska, ogniwo piaskowców z Suchej Góry (Rożnowa) (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Czarnej Wiselki (Golonka i in., 2013)*	przejście od cienko- lub średniortymicznych osadów turbidytowych w grubolawicowe piaskowce	przejście w ciemnoszare łupki istebniańskie	1100	cała jednostka śląska	bardzo grubolawicowe piaskowce i zlepieńce kwarcowe, ze zwierztałymi skaleniami i muskowitem, słabo zwężłe, podrzędnie przelawicane czarnymi łupkami ilastymi (Strzeboński, 1999)	otwornice	kampan–paleocen
Łupki istebniańskie dolne	Uhlig w: Liebus (1902)	kompleks o przewodzie ciemnoszarych łupków ilastych rozdzielający dwa miąższe pakiety grubolawicowych piaskowców istebniańskich	formacja istebniańska, ogniwo łupków z Oczkowa (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Janoski (Golonka i in., 2013)*	przejście pakietu grubolawicowych piaskowców w ciemnoszary kompleks łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców	ostre przejście kompleksu lupkowo-piaskowcowego w piaskowce grubolawicowe	200	cała jednostka śląska	ciemnoszare łupki mulowcowe i ilaste z podrzędnymi przelawicowanymi piaskowcami cienkolawicowymi, miejscami z pakietami łupków pstrych	otwornice	paleocen
Piaskowce istebniańskie górne	Uhlig w: Liebus (1902)	wyższy z dwóch kompleksów grubolawicowych piaskowców kwarcowych otoczony pakietami o przewodzie ilastych łupków ciemnoszarych	piaskowce czarnorzeckie (Goblot, 1928); formacja istebniańska, ogniwo piaskowców czarnorzeckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Jasnowic (Golonka i in., 2013)*	ostre przejście kompleksu lupkowo-piaskowcowego w piaskowce grubolawicowe	przejście pakietu grubolawicowych piaskowców w ciemnoszary kompleks łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców	600	cała jednostka śląska	grubo- i bardzo grubolawicowe piaskowce gruboziarniste i zlepieńce kwarcowe ze skaleniami o barwie beżowej, szarej lub rdzawej, z podrzędnymi przelawicowanymi ciemnoszarych łupków mulowcowych oraz pakietami żwirowców ilastych	otwornice	paleocen
Łupki istebniańskie górne	Uhlig w: Liebus (1902)	wyższy z dwóch kompleksów o przewodzie ciemnoszarych łupków ilastych spoczywający na pakiecie grubolawicowych piaskowców kwarcowych, nadsłonięty łupkami pstryimi	łupki czarnorzeckie (Goblot, 1928); formacja istebniańska, ogniwo łupków z Janoski (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Kameszniczy (Golonka i in., 2013)*	przejście pakietu grubolawicowych piaskowców w ciemnoszary kompleks łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców	przejście ciemnoszarego kompleksu lupkowo-piaskowcowego w łupki ilaste czerwone i zielone	480	cała jednostka śląska	ciemnoszare łupki mulowcowe i ilaste z podrzędnymi przelawicowanymi piaskowcami cienkolawicowymi, miejscami z pakietami łupków pstrych i soczewkami lub warstwami syderytów	otwornice	paleocen
Łupki pstrę	nieznany	paleogeńskie utwory o dominacji ilastych łupków czerwonych i zielonych	formacja ciężkowicka, ogniwo łupków pstrych z Bieczy i z Kowalowych (Wójcik i in., 1996)*	przejście ciemnoszarego kompleksu lupkowo-piaskowcowego w łupki ilaste czerwone i zielone	stopniowe przejście czerwonych i zielonych łupków ilastych w serię lupkowo-piaskowcową z przewagą zielonych łupków ilastych	150	cała jednostka śląska	łupki ilaste czerwone i zielone, rzadko z przelawicowanymi cienkolawicowymi piaskowcami	otwornice	paleocen–eocen
Piaskowce ciężkowickie	Walter, Dunikowski (1883)	grubolawicowe piaskowce kwarcowe występujące jako pakiety wśród łupków pstrych	formacja ciężkowicka, ogniwo piaskowców z Ciężkowic (Wójcik i in., 1996)*; formacja ciężkowicka (Golonka i in., 2013)*	pakiet (lub kilka pakietów) grubolawicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych lub utworów typu warstw hieroglifowych	pakiet (lub kilka pakietów) grubolawicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych lub utworów typu warstw hieroglifowych	500 (sumaryczna miąższość pakietów)	miejscami, głównie środkowa i wschodnia część jednostki śląskiej	grubo- i bardzo grubolawicowe piaskowce średnio- i gruboziarniste oraz zlepieńce z podrzędnymi przelawicowanymi łupkami mulowcowymi szarych, zielonych lub czerwonych (Leszczyński, 1981)	otwornice	paleocen–eocen
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	utwory lupkowo-piaskowcowe o przewodzie zielonych łupków ilastych występujące pomiędzy łupkami pstryimi a marglami globigerinowymi i warstwami menilitowymi	formacja z Łączek Jagiellońskich (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Pogorzana (Golonka i in., 2013)*	stopniowe przejście czerwonych i zielonych łupków ilastych w serię lupkowo-piaskowcową z przewagą zielonych łupków ilastych	dość szybkie przejście serii o dominacji zielonych łupków ilastych w jasne margle	450	cała jednostka śląska	zielone, szare i brunatne łupki ilaste i mulowce z przelawicowanymi cienkolawicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi oraz miejscami pakietami łupków pstrych	otwornice	eocen
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltmann (1943); Bieda (1946)***	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifowymi lub łupkami pstryimi a warstwami menilitowymi	formacja margli globigerinowych ze Znamierowic (Wójcik i in., 1996; Golonka i in., 2013)*	dość szybkie przejście serii o dominacji zielonych łupków ilastych w jasne margle	przejście pakietu jasnych margli w kompleks ze znacznym udziałem brunatnych łupków bitumicznych	20	cała jednostka śląska	miękkie, popielate margle z przelawicowanymi zielonymi łupkami ilastymi i cienkolawicowymi piaskowcami (Leszczyński, 1997)	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	seria o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996)*	gwałtowne przejście od jasnych margli w kompleks ze znaczącym udziałem brunatnych łupków bitumicznych (lokalnie w piaskowce glaukonitowe) lub ostry	pojawienie się wśród brunatnych łupków piaskowców muskowiowych i (lub) szarych mulowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry	600	cała jednostka śląska	brunatne łupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkolawicowymi piaskowcami oraz rogowcami i marglami w dolnej części; lokalnie zastąpione przez piaskowce kwarcowe (patrz fig. 27A, E)	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	oligocen
Piaskowce magdaleńskie	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	grubolawicowe piaskowce kwarcowe zastępujące lokalnie warstwy menilitowe	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo piaskowców magdaleńskich (Wójcik i in., 1996)*	przejście pakietu jasnych margli w kompleks piaskowców glaukonitowych	stopniowe przejście pakietu glaukonitowych piaskowców kwarcowych w kompleks piaskowców muskowiowych, utwory typu warstw przejściowych lub w brunatne łupki menilitowe	200	południowa część jednostki śląskiej w rejonie Gorlic, na wschód od Dunajca i w rejonie Jasła („piaskowce kiliwskie”)	grubolawicowe, średnio- i gruboziarniste piaskowce glaukonitowe, kwarcowe, słabo zwężłe, z podrzędnymi przelawicowanymi łupkami brunatnymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy przejściowe	nieznany	utwory o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowiowe, szare mulowce); wydziela się ją tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu łupków brunatnych piaskowców lub mulowców muskowiowych typu warstw krośnieńskich	zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mulowców typu warstw krośnieńskich	200	wydzielenie występuje tylko miejscami (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przelawiające się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mulowce z muskowitem i zwykle grubolawicowe piaskowce muskowiowe typu warstw krośnieńskich	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowiowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowiowych i (lub) mulowców szarych z muskowitem	koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	3000	cała jednostka śląska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowiowych i szarych mulowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowiowych, wyżej piaskowcowo-mulowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutive piaskowcami średnio- i cienkolawicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mulowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–miocen

TAB. 3. cd.

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
Warstwy krośnieńskie dolne	Horwitz (1930); sensu Żgiet (1961)	miąwszy kompleks piaskowców muskowiowych i szarych mulowców marglistych w zmiennych proporcjach	-	pojawienie się w profilu utworów o dominacji piaskowców muskowiowych i (lub) mulowców szarych z muskowitem	ostra granica utworów o dominacji piaskowców muskowiowych i (lub) mulowców szarych z muskowitem z wyżej leżącymi bardzo grubolawicowymi piaskowcami z glaukonitem (piaskowce z Ostrego)	4000	cała jednostka śląska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowiowych i szarych mulowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowiowych, wyżej piaskowcowo-mulowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolucyjnie piaskowcami średnio- i cienkolawicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mulowców marglistych z muskowitem (patrz fig. 27A)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen-miocen
Piaskowce facji leskiej	Żyto (1968)	grubolawicowe piaskowce muskowiowe, zwykle tylko w dolnej części warstw krośnieńskich dolnych, w NE części jednostki śląskiej obejmują cały profil tych warstw	formacja krośnieńska, ogniwo piaskowców z Leska (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków menilitowych lub warstw przejściowych w utwory o dominacji grubolawicowych, drobnociastych piaskowców muskowiowych	przejście utworów o dominacji grubolawicowych, drobnociastych piaskowców muskowiowych w inne utwory warstw krośnieńskich, zwykle bez piaskowców grubolawicowych lub z ich podrzędnym udziałem	2300	wschodnia część jednostki śląskiej (oraz SE część jednostki skolskiej)	grubolawicowe, drobno- lub średnociastym masywne piaskowce muskowiowe o spoiwie wapienistym, przelawicane szarymi, marglistymi łupkami mulowcowymi (patrz fig. 27C)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen-miocen
Wapień z Jasła	Uhlig (1883)	laminowane wapienie kokolittowe, będące przewartwieniem i poziomem korelacyjnym w obrębie warstw menilitowych (jedn. skolska) lub krośnieńskich (jedn. śląska i dukielska)	łupki jasielskie (Uhlig, 1883)	spąg najniższej lawicy wapienia laminowanego	strop najwyższej lawicy wapienia laminowanego	1	całe Karpaty zewnętrzne (z wyjątkiem jednostki magurskiej)	laminowane równoległe wapienie kokolittowe	nanoplankton wapienny	oligocen
Wapień z Zagórza	Haczewski (1984)	wapienie kokolittowe (wyższy poziom), nielaminowane i laminowane	-	spąg nielaminowanej lawicy wapienia z dwoma ciemnymi smugami	strop najwyższej lawicy wapienia	1	całe Karpaty zewnętrzne (z wyjątkiem jednostki magurskiej)	wapienie kokolittowe, nielaminowane i laminowane	nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy podotryckie	Żyto (1968)	cienko- i średniolawicowe muskowiowe utwory piaskowcowo-lupkowe poniżej piaskowców otryckich	formacja krośnieńska, ogniwo z Zatwarnicy (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków menilitowych lub warstw przejściowych w średnio- lub cienkolawicowe utwory piaskowcowo-lupkowe pozbawione istotnych przewartwień łupków brunatnych	szybkie przejście średnio- lub cienkolawicowych utworów piaskowcowo-lupkowych w osady o istotnym udziale grubolawicowych piaskowców o dominacji kwarcu	1200	SE część jednostki śląskiej (na wschód od Wisłoka)	cienko- i średniolawicowe piaskowce wapieniste, muskowiowe, zwykle laminowane konwolucyjnie lub przekątnie, przelawicane szarymi, marglistymi łupkami mulowcowymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Piaskowce otryckie	Sikora (1959)	pakiety grubolawicowych, twardych piaskowców głównie kwarcowych, zwykle przelawicane cienkolawicowymi pakietami piaskowcowo-lupkowymi	formacja krośnieńska, ogniwo piaskowców otryckich (Wójcik i in., 1996)*	szybkie przejście średnio- lub cienkolawicowych utworów piaskowcowo-lupkowych w osady o istotnym udziale grubolawicowych piaskowców o dominacji kwarcu	stopniowy, diachroniczny zanik grubolawicowych piaskowców kwarcowych w obrębie utworów piaskowcowo-lupkowych (strop najwyższego pakietu piaskowcowego położonego w pobliżu innych pakietów piaskowcowych)	2000	SE część jednostki śląskiej (na wschód od Wisłoka)	grubolawicowe, różnociastym, twarde piaskowce kwarcowe, muskowiowe, przelawicane cienko- lub średniolawicowymi pakietami piaskowcowo-lupkowymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy nadotryckie	Żyto (1968)	cienko- i średniolawicowe muskowiowe utwory piaskowcowo-lupkowe powyżej piaskowców otryckich	-	stopniowy, diachroniczny zanik grubolawicowych piaskowców kwarcowych w obrębie utworów piaskowcowo-lupkowych (strop najwyższego pakietu piaskowcowego położonego w pobliżu innych pakietów piaskowcowych)	erozyjna lub tektoniczna	1150	SE część jednostki śląskiej (na wschód od Wisłoka)	cienko- i średniolawicowe piaskowce wapieniste, muskowiowe, zwykle laminowane konwolucyjnie lub przekątnie, przelawicane szarymi, marglistymi łupkami mulowcowymi (patrz fig. 27F)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen-miocen
Seria					dukielska					
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowo-lupkowa w najniższej części profilu zachodniej części jednostki dukielskiej	warstwy ropianieckie (Paul, 1869)	tektoniczna	przejście do serii lupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	zachodnia część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	cienko- i średniolawicowa seria piaskowcowo-lupkowa	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan-paleocen
Warstwy lupkowskie	Leško i in. (1960)	seria lupkowo-piaskowcowa w najniższej części profilu wschodniej części jednostki dukielskiej	-	tektoniczna	stopniowe przejście w piaskowce ciśnieńskie	900	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	łupki margliste ciemnoszare, czarne i szarozielone z przewartwieniami piaskowców cienko- i średniolawicowych	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan-paleocen
Piaskowce ciśnieńskie	Opolski (1926)	grubolawicowe piaskowce w górnej części warstw inoceramowych jednostki dukielskiej	kreda ciśnieńska (Opolski, 1928)	stopniowe przejście od warstw lupkowskich	przejście do serii lupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	grubolawicowe piaskowce z podrzędnymi przewartwieniami ciemnych łupków ilastych	otwornice, nanoplankton wapienny	mastrycht-paleocen
Warstwy z Majdanu	Koszarski i in. (1961)	kompleks o przewodzie ciemnych łupków ilastych powyżej piaskowców ciśnieńskich	-	przejście kompleksu piaskowcowego w utwory o dominacji ciemnych łupków ilastych	przejście utworów o dominacji ciemnych łupków ilastych w utwory lupkowo-piaskowcowe o dominacji zielonoszarych łupków ilastych lub w piaskowce grubolawicowe	300	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	ciemnoszare, czarne i zielone łupki ilaste z podrzędnymi przewartwieniami piaskowców drobnociastych, krzemionkowych, przewartwieniami margli i syderytów	otwornice	paleocen
Piaskowce z Wielkiej Rawki	Haczewski i in. (2016)	pakiet piaskowców grubolawicowych pomiędzy warstwami z Majdanu a warstwami hieroglifyowymi (włączany jest tu też podobny pakiet w obrębie warstw hieroglifyowych, mogący odpowiadać piaskowcom przybyszowskim)	piaskowce z Bukowca (Rubinkiewicz, Tomaszczyk, 2016)	przejście utworów o dominacji ciemnych łupków ilastych w piaskowce grubolawicowe	przejście piaskowców grubolawicowych w utwory lupkowo-piaskowcowe o dominacji zielonoszarych łupków ilastych	40	wschodnia część jednostki dukielskiej	grubolawicowe, bezwapieniste piaskowce średnio- i grubociastym	otwornice	paleocen-eocen
Warstwy hieroglifyowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	miąwszy kompleks lupkowo-piaskowcowy o przewodzie zielonoszarych łupków ilastych nad piaskowcami cienkolawicowymi	formacja z Solinki (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu (powyżej różnych wydzielen) cienkolawicowego kompleksu o przewodzie zielonoszarych łupków ilastych	przejście zielonoszarych utworów lupkowo-piaskowcowych w piaskowce grubolawicowe (piaskowce z Mszanki) lub margle	1000	cała jednostka dukielska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	zielone i zielonoszare łupki ilaste z przewartwieniami glaukonitowych piaskowców cienkolawicowych oraz podrzędnymi przewartwieniami i pakietami piaskowców grubolawicowych i łupków pstrych	otwornice	paleocen-eocen
Piaskowce przybyszowskie	Ślącza (1959)	pakiet piaskowców grubolawicowych w obrębie warstw hieroglifyowych	-	spąg pakietu piaskowców grubolawicowych wśród zielonoszarych utworów lupkowo-piaskowcowych	strop pakietu piaskowców grubolawicowych wśród zielonoszarych utworów lupkowo-piaskowcowych	300	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej	grubolawicowe, grubociastym piaskowce wapieniste barwy jasnoszarej lub zielonoszarej, sporadycznie przelawicane zielonymi łupkami ilastymi lub utworami lupkowo-piaskowcowymi	otwornice	eocen
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hillermann (1943); Bieda (1946)**	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifyowymi lub łupkami pstrymi a warstwami menilitowymi lub piaskowcami z Mszanki	formacja margli globigerinowych (Wójcik i in., 1996)*	dość szybkie przejście serii o dominacji zielonych łupków ilastych w jasne margle	przejście pakietu jasnym margli w kompleks ze znaczącym udziałem brunatnych łupków bitumicznych lub w piaskowce grubolawicowe	10	cała jednostka dukielska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	miękkie, popielate margle z przewartwieniami zielonych łupków ilastych i cienkolawicowych piaskowców	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen-oligocen
Piaskowce z Mszanki	Warchałowska-Pazdrowa (1930)	grubolawicowe piaskowce w spagu warstw menilitowych	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo piaskowców z Mszanki (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica z niżejleżymi marglami globigerinowymi lub zielonymi łupkami ilastymi	szybkie przejście grubolawicowych piaskowców w bitumiczne łupki brunatne lub twarde margle turbidytowe	200	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (sporadycznie wydzielane też w południowej części jednostki śląskiej)	grubolawicowe, grubociastym i twarde piaskowce kwarcowe o barwach białawych lub brunatnych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Margle podcergowskie	Ślącza (1959)	grubolupliwe brunatne margle w spągowej części warstw menilitowych	margle z Jawornika; formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo margli krzemionkowych z Jawornika (Wójcik i in., 1996)*	szybkie przejście grubolawicowych piaskowców w twarde margle turbidytowe	ostra granica z wyżej leżącym kompleksem grubolawicowych piaskowców muskowiowych	275	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej	twarde, grubolupliwe brunatne margle o genezie turbidytowej, wietrzejące na białawo	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Piaskowce cergowskie	Teisseyre (1930)	grubolawicowe piaskowce muskowiowe w obrębie warstw menilitowych	formacja menilitowa/lupków menilitowych, piaskowców cergowskich (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica z niżej leżącym pakietem brunatnych margli	szybkie przejście kompleksu piaskowcowego w utwory o dominacji brunatnych łupków bitumicznych	450	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	grubolawicowe, średnio- lub drobnociastym piaskowce muskowiowe, twarde, uziarnione frakcjonalnie, z podrzędnymi przewartwieniami szarych łupków mulowcowych, niekiedy zawierające cienkolawicowe pakiety zbudowane z łupków i cienkolawicowych piaskowców konwolucyjnych (łupki cergowskie)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	utwory o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych, w jednostce dukielskiej zawierająca również brunatne margle oraz grubolawicowe piaskowce muskowiowe w dolnej części	łupki grybowski (Uhlig, 1888); formacja menilitowa (Wójcik i in., 1996)*	szybkie przejście kompleksu piaskowcowego w utwory o dominacji brunatnych łupków bitumicznych	pojawienie się wśród łupków brunatnych piaskowców muskowiowych	530	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	brunatne łupki ilasto-krzemionkowe, rzadko nieco margliste, z nielicznymi przewartwieniami cienkolawicowych, drobnociastych, skrzemionkowanych piaskowców; lokalnie w środkowej części zawierają przewartwienie wapienia piaszczystego ze Skalnika	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy przejściowe	nieznany	utwory o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowiowe, szare mulowce); wydziela się ją tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/lupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się wśród łupków brunatnych piaskowców muskowiowych	zanik licznych przewartwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mulowców typu warstw krośnieńskich	800	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przelawicujące się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mulowce z muskowitem i piaskowce muskowiowe średnio- i cienkolawicowe	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąsza seria z istotnym udziałem piaskowców muskowiowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowiowych i (lub) mulowców szarych z muskowitem	koniec sedimentacji w basenie Karpat zewnętrznych	1200	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnociastym, muskowiowe, o laminacji przekątnej lub konwolucyjnie przelawicane szarymi, marglistymi łupkami muskowiowymi; ku górze profilu piaskowce stopniowo zanikają i przewagę zyskują łupki mulowcowe	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Wapień z Jasła	Uhlig (1883)	laminowane wapienie kokolittowe, będące przewartwieniem i poziomem korelacyjnym w obrębie warstw menilitowych (jedn. skolska) lub krośnieńskich (jedn. śląska i dukielska)	łupki jasielskie (Uhlig, 1883)	spąg najniższej lawicy wapienia laminowanego	strop najwyższej lawicy wapienia laminowanego	1	całe Karpaty zewnętrzne (z wyjątkiem jednostki magurskiej), w jednostce dukielskiej w okolicy Wisłoka Wielkiego	laminowane równoległe wapienie kokolittowe	nanoplankton wapienny	oligocen

TAB. 3. cd.

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miaższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
				Seria						
				przedmagurska						
Warstwy biotytowe z Jaworzynki	Burtan (1973)	facja warstw inoceramowych z biotytem, glaukonitem i skaleniami; niekiedy jednak nazwa jest rozszerzana na całe warstwy inoceramowe strefi facyjnych raczańskiej i Siar oraz jednostki przedmagurskiej	warstwy biotyto-glaukonitowe (Burtan, Sokolowski, 1956); warstwy biotyto-skaleninowe (Burtan, 1973); formacja z Jaworzynki (Oszczypko i in., 2005); niekiedy wydzielane jako odpowiednik warstw inoceramowych (Cieszkowski i in., 2006)	przejście od margli pstrych lub szarych	przejście w łupki pstre	400	jednostka przedmagurska oraz strefy facyjne: raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej	piaskowce średnio- i cienkolawicowe, wapniste, z glaukonitem, biotytem i skaleniami oraz łupki zielonkawe i popielate	otwornice, nanoplankton wapienny	santon–paleocen
Łupki i margle pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	łupki i margle barwy czerwonej i zielonej w różnych poziomach paleogenu serii przedmagurskiej	formacja z Łabowej (Golonka i in., 2013)*	pojawienie się w profilu licznych przewarstwień łupków czerwonych i zielonych	ostre przejście w grubolawicowe piaskowce lub łupki bitumiczne	190	jednostka przedmagurska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	czerwone, zielone, szare i plamiste miękkie łupki i margle, miejscami z przelawicami cienkolawicowymi, drobnziarnistych piaskowców glaukonitowych	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
Piaskowce ciężkowieckie	Walter, Dunikowski (1883)	grubolawicowe piaskowce i zlepienie stanowiące przewarstwienie wśród warstw hieroglifowych lub łupków pstrych	–	ostra granica pomiędzy łupkami pstrymi lub utworami łupkowo-piaskowcowymi warstw hieroglifowych a piaskowcami grubolawicowymi	szybkie przejście piaskowców grubolawicowych w utwory łupkowo-piaskowcowe warstw hieroglifowych	70	okolice Żywca (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	piaskowce grubolawicowe i zlepienie przelawicane zielonymi i szarymi łupkami ilastymi	otwornice	eocen
Piaskowce grojeckie	Burtan, Sokolowski (1956)	grubolawicowe piaskowce i zlepienie z egzotykami stanowiące przewarstwienie wśród warstw hieroglifowych lub łupków pstrych	formacja łupków pstrych z Łabowej, ogniwo zlepieńców grojeckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Łabowej, ogniwo zlepieńców grojeckich (Golonka i in., 2013)*	ostra granica pomiędzy utworami łupkowo-piaskowcowymi warstw hieroglifowych a piaskowcami grubolawicowymi	szybkie przejście piaskowców grubolawicowych w utwory łupkowo-piaskowcowe warstw hieroglifowych lub w łupki pstre	70	okolice Żywca	piaskowce grubolawicowe i zlepienie z egzotykami	otwornice	eocen
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	seria łupkowo-piaskowcowa towarzysząca grubolawicowym piaskowcom i zlepieńcom oraz łupkom pstrym	–	przejście od łupków pstrych lub piaskowców grubolawicowych	przejście do łupków pstrych lub piaskowców grubolawicowych	120	okolice Żywca (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	popielatoszare łupki ilaste, rzadziej margliste, przelawicane cienkolawicowymi piaskowcami drobnziarnistymi	otwornice	eocen
Wapienie z Koniakowa	Szajnocha (1925)	przewarstwienie wapieni w obrębie łupków pstrych	wapienie łużańskie (Uhlig, 1886); formacja łupków menilitowych, ogniwo wapieni ze Skalnika (Wójcik i in., 1996)*; ogniwo wapieni łużańskich (Golonka i in., 2013)*	spąg przewarstwienia wapieni	strop przewarstwienia wapieni	20	jednostka przedmagurska	wapienie detrytyczno-otwornicowe	otwornice	eocen
Margle z Barutki	Burtan, Sokolowski (1956)	silnie margliste łupki i margle grubolupliwe	formacja łupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	przejście od utworów łupkowo-piaskowcowych warstw hieroglifowych lub łupków pstrych	przejście łupków marglistych i margli w brunatne łupki bitumiczne	150	jednostka przedmagurska	łupki margliste i margle szare, brązowe i szarozielone, twarde, grubolupliwe, z nielicznymi piaskowcami cienkolawicowymi, drobnziarnistymi, szarozielonymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	utwory o przeważającym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków marglistych i margli w brunatne łupki bitumiczne	przejście łupków brunatnych w utwory o dominacji piaskowców muskowitowych	80	jednostka przedmagurska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	ilaste łupki brunatne, lupiące się liściasto oraz brunatne, grubolupliwe łupki margliste z podrzędnymi przewarstwieniami cienko- i średniolawicowych piaskowców glaukonitowych oraz rogowców	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	oligocen
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków brunatnych w utwory o dominacji piaskowców muskowitowych	koniec sedimentacji w basenie Karpat zewnętrznych	550	jednostka przedmagurska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	w dolnej i środkowej części grubolawicowe piaskowce z muskowitem, drobno- lub średniolawicowe, przelawicane szarymi łupkami marglistymi, wyżej utwory piaskowcowo-lupkowe z cienko- i średniolawicowymi piaskowcami o laminacji przekątnej lub konwolutnej	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
				Seria						
				magurska						
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	miąższy, cienko- lub średniolawicowy kompleks piaskowcowo-lupkowy w dolnej części profilu jednostki magurskiej	formacja z... (Mogielicy, Ropy) (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Jaworzynki, formacja ropianiecka (Oszczypko i in., 2005)	tektoniczna lub przejście od łupków pstrych z Malinowej	przejście w paleogeńskie łupki pstre	850	strefy facyjne: bystrzycka, raczańska i Siar jednostki magurskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnziarniste, laminowane oraz szare łupki margliste	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna–paleocen
Warstwy biotytowe z Jaworzynki	Burtan (1973)	facja warstw inoceramowych z biotytem, glaukonitem i skaleniami; niekiedy jednak nazwa jest rozszerzana na całe warstwy inoceramowe strefi facyjnych raczańskiej i Siar oraz jednostki przedmagurskiej	warstwy biotyto-glaukonitowe (Burtan, Sokolowski, 1956); warstwy biotyto-skaleninowe (Burtan, 1973); formacja z... (Mogielicy, Ropy)*; ogniwo piaskowców z Jaworzynki (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Jaworzynki (Oszczypko i in., 2005)	przejście od łupków i margli pstrych	przejście w serię łupkowo-piaskowcową warstw inoceramowych, warstwy gołyńskie, piaskowce z Mutnego lub łupki pstre	400	strefy facyjne: raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej (oraz jednostka przedmagurska)	piaskowce średnio- i cienkolawicowe, wapniste, z glaukonitem, biotytem i skaleniami oraz łupki zielonkawe i popielate	otwornice	santon–paleocen
Piaskowce z Mutnego	Sikora, Żyto (1960)	piaskowce grubolawicowe w stropowej części warstw inoceramowych strefy Siar	piaskowce z Łyśki (Burtan w: Nowak, 1966); formacja z... (Mogielicy, Ropy)*; ogniwo piaskowców z Mutnego (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Jaworzynki, ogniwo piaskowców z Mutnego (Golonka i in., 2013)*	szybkie przejście cienko- i średniolawicowych utworów piaskowcowo-lupkowych w piaskowce grubolawicowe	przejście piaskowców grubolawicowych w łupki pstre	300	strefa facyjna Siar płaszczowiny magurskiej; rejon Żywca i Suchej Beskidzkiej oraz wschodnia część tej strefy	grubolawicowe piaskowce kwarcowe o spoiwie wapienistym, z muskowitem i glaukonitem, z rzadką przelawicane łupkami ilastymi (patrz fig. 28B)	otwornice	paleocen
Warstwy gołyńskie	Książkiewicz (1974)	utwory zawierające ciemne łupki pomiędzy warstwami inoceramowymi a łupkami pstrymi; w ujęciu Książkiewicza (1974) obejmowały także piaskowce odpowiadające piaskowcom z Mutnego	formacja z Jaworzynki, ogniwo łupków z Gołyni; formacja z... (Mogielicy, Ropy)*; ogniwo łupków z Gołyni (Wójcik i in., 1996)*	przejście cienko- i średniolawicowych utworów piaskowcowo-lupkowych warstw inoceramowych w utwory o dominacji ciemnych łupków ilastych	przejście ciemnych łupków w łupki pstre	25	strefa facyjna Siar płaszczowiny magurskiej, rejon Suchej Beskidzkiej	łupki ciemnoszare, czarne i ciemnozielone, zwykle ilaste, rzadziej nieco margliste, z nielicznymi przelawicami piaskowców cienkolawicowych, drobnziarnistych, ciemnoszarych wapienistych piaskowców, zwykle o laminacji konwolutnej lub przekątnej	otwornice	paleocen
Łupki pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	utwory o dominacji czerwonych i zielonych łupków ilastych; mogą powtarzać się kilkakrotnie w profilu	formacja z Łabowej; formacja łupków z Łabowej (Oszczypko, 1991); formacja łupków pstrych z Łabowej (Wójcik i in., 1996)*	przejście różnych utworów warstw inoceramowych (zwykle piaskowcowo-lupkowych) w łupki ilaste czerwone i zielone	koniec wystąpienia w profilu łupków ilastych czerwonych i zielonych i przejście w inne osady	450	cała jednostka magurska	czerwone i zielone łupki ilaste ze zmienną ilością przelawic cienkolawicowych, drobnziarnistych piaskowców glaukonitowych	otwornice	paleocen–eocen
Piaskowce z Żurawnicy	Cieszkowski i in. (2006)	kompleks grubolawicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych	piaskowce ciężkowieckie dolne jednostki magurskiej; formacja z Łabowej, ogniwo piaskowców z Żurawnicy (Golonka i in., 2013)*	ostra granica łupków pstrych i piaskowców grubolawicowych	przejście grubolawicowych piaskowców kwarcowych w łupki pstre	200	strefa facyjna Siar płaszczowiny magurskiej	piaskowce grubolawicowe, jasnowietrzające, wapniste, kwarcowe, zwykle średniolawicowe z nielicznymi przelawicami zlepieńców i łupków pstrych	otwornice, mszywoły, litotamia	paleocen
Piaskowce ze Skawiec	Cieszkowski, Waškowska-Oliwa (2001)	kompleks grubolawicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych	piaskowce ciężkowieckie górne jednostki magurskiej; formacja z Łabowej, ogniwo piaskowców ze Skawiec (Golonka i in., 2013)*	ostra granica łupków pstrych i piaskowców grubolawicowych	przejście grubolawicowych piaskowców kwarcowych w łupki pstre	350	strefy facyjne: Siar i raczańska płaszczowiny magurskiej	piaskowce grubolawicowe, gruboziarniste oraz zlepienie kwarcowe z domieszką okruchów łupków krystalicznych i skaleni, z nielicznymi przelawicami łupków zielonych i pstrych (patrz fig. 28A)	otwornice, mszywoły, litotamia	eocen
Piaskowce ciężkowieckie	Książkiewicz (1935)	kompleks grubolawicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych	formacja łupków pstrych z Łabowej, ogniwo piaskowców z Pewli (Wójcik i in., 1996)*; piaskowce z Żurawnicy, piaskowce ze Skawiec; piaskowce z Wojakowej (Burtan i in., 1993)	ostra granica łupków pstrych i piaskowców grubolawicowych	przejście grubolawicowych piaskowców kwarcowych w łupki pstre	200	strefy facyjne: Siar i raczańska płaszczowiny magurskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	piaskowce grubolawicowe, gruboziarniste, jasne, kwarcowe, zwykle bezwapniste, z nielicznymi przelawicami ilastych łupków szarozielonych	otwornice	paleocen–eocen
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	utwory łupkowo-piaskowcowe, cienkolawicowe, o dominacji ilastych łupków zielonoszarych, występujące zwykle powyżej łupków pstrych (strefa raczańska) lub margli łąkowych (strefa bystrzycka); lokalnie zawierają pakiety piaskowców pasierbieckich	formacja hieroglifowa z Grzechyni (Wójcik i in., 1996)*; formacja belowska (Golonka i in., 2013)*	stopniowe przejście łupków pstrych (rzadziej grubolawicowych piaskowców pasierbieckich lub margli) w cienkolawicowe utwory łupkowo-piaskowcowe	stopniowe przejście osadów łupkowo-piaskowcowych o dominacji zielonoszarych łupków ilastych w wapieniste utwory łupkowo-piaskowcowe, chociaż zdarzają się również przejścia od grubolawicowych piaskowców pasierbieckich	600	strefy facyjne: raczańska i bystrzycka płaszczowiny magurskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	zielonoszare łupki ilaste oraz cienkolawicowe, drobnziarniste piaskowce glaukonitowe, zwykle laminowane przekątnie lub konwolutnie; miejscami występują przewarstwienia margli turbidytowych lub grubolawicowych piaskowców pasierbieckich	otwornice	eocen
Warstwy podmagurskie	Książkiewicz (1935)	marglista seria łupkowo-piaskowcowa poniżej piaskowców magurskich s.l.	warstwy zembrzyckie (Książkiewicz, 1974); łupki z Szymbarku (Sikora, 1970); formacja piaskowców magurskich, ogniwo łupków z Zembrzyc (Wójcik i in., 1996)*; formacja makowska, ogniwo łupków zembrzyckich (Cieszkowski i in., 2006)	zwykle stopniowe przejście osadów łupkowo-piaskowcowych o dominacji zielonoszarych łupków ilastych lub łupków pstrych w wapieniste utwory łupkowo-piaskowcowe, chociaż zdarzają się również przejścia od grubolawicowych piaskowców pasierbieckich	stopniowe przejście marglistych osadów łupkowo-piaskowcowych w grubolawicowe piaskowce typu piaskowców magurskich (glaukonitowe lub muskowitowe)	1500	strefy facyjne: bystrzycka, raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej	głównie szare i ciemnoszare łupki margliste, grubo lupiące się, z przelawicami ciemnopopielatych margli oraz średnio- i cienkolawicowych piaskowców drobnziarnistych, wapienistych, niebieskoszarych, laminowanych konwolutnie, z muskowitem i glaukonitem	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Piaskowce z Wątkowej	Koszarski, Koszarski (1985)	kompleks grubolawicowych piaskowców glaukonitowych w stropowej części profilu strefy facyjnej Siar płaszczowiny magurskiej	piaskowce magurskie glaukonitowe (Książkiewicz, 1953); formacja piaskowców magurskich, ogniwo piaskowców glaukonitowych z Wątkowej (Wójcik i in., 1996)*; formacja makowska, ogniwo piaskowców z Wątkowej (Cieszkowski i in., 2006)	stopniowe przejście marglistych osadów łupkowo-piaskowcowych w grubolawicowe piaskowce glaukonitowe	koniec sedimentacji lub powolne przejście osadów o dominacji piaskowców grubolawicowych w margliste utwory głównie łupkowe warstw nadmagurskich	1000	strefa facyjna Siar płaszczowiny magurskiej	grubo- i średniolawicowe piaskowce glaukonitowe, uziarnione frakcjonalnie, z przewarstwieniami łupków marglistych szarozielonych, popielatych i ciemnoszarych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy nadmagurskie	Książkiewicz (1966)	utwory głównie łupkowe powyżej piaskowców z Wątkowej	łupki budzowskie (Książkiewicz, 1974); łupki z Malastowa (Bromowicz, 1992); formacja piaskowców magurskich, ogniwo łupków budzowskich (Wójcik i in., 1996)*; formacja makowska, ogniwo łupków budzowskich (Cieszkowski i in., 2006)	powolne przejście osadów o dominacji piaskowców grubolawicowych w margliste utwory głównie łupkowe warstw nadmagurskich	koniec sedimentacji lub kontakt o niejasnej genezie z warstwami z Gładyszowa	1000	strefa facyjna Siar płaszczowiny magurskiej	łupki margliste, rzadziej ilaste, szarozielone, szare i czarne, grubo lupiące się, przelawicane nielicznymi piaskowcami glaukonitowymi, grubo- i średniolawicowymi oraz brązowymi rogowcami i marglami w dolnej części	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen

TAB. 3. cd.

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hilermann (1943); Bieda (1946)***	margle poniżej łupków typu menilitowego	formacja malcowska, ogniwo margli leluchowskich (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	niewidoczna w rejonie Leluchowa, w rejonie Zawady przejście od łupków pstrych	szybkie przejście w łupki brunatne typu menilitowego	4	Leluchów (krynicka strefa facyjna), Nowy Sącz–Zawada (raczańska strefa facyjna)	czerwone, popielate i zielonkawe miękkie margle	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen
Łupki menilitowe	Glocker (1843)	łupki brunatne między marglami globigerinowymi a warstwami malcowskimi	formacja malcowska, ogniwo łupków ze Smereczka (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	szybkie przejście od miękkich margli globigerinowych	przejście w grubolawicowe piaskowce muskowiłowe	5	Leluchów (krynicka strefa facyjna)	brunatne, bitumiczne łupki ilaste z przelawieniem piaskowca i laminowanych wapieni	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Warstwy malcowskie	Świdziński (1961)	utwory z piaskowcami muskowiłowymi powyżej łupków typu menilitowego	formacja malcowska (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	szybkie przejście od margli, łupków brunatnych lub grubolawicowych piaskowców magurskich w muskowiłowe utwory piaskowcowo-łupkowe lub piaskowce grubolawicowe	koniec sedimentacji, przejścia do formacji mioceńskich zaliczanych do jednostki magurskiej nieznanne	800	lokalnie, strefy facyjne: raczańska (Kotlina Sądecka) i krynicka (południowe zbocza Górców, Leluchów) płaszczowiny magurskiej	w dolnej części miejscami (Leluchów) grubolawicowe, drobnoziarniste, masynne piaskowce muskowiłowe; wyżej piaskowce cienko- i średniolawicowe, drobnoziarniste, laminowane, muskowiłowe, wapińskie, popielatoszare oraz szare mulowce margliste z muskowiłem; odpowiadają warstwowi krosieńskim innym jednostek tektonicznych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–miocen
Warstwy z Gładyszowa	Kopciowski, Garecka (1996)	utwory ilaste z blokami w stropowej części profilu strefy Siar	–	kontakt o niejasnej genezie z warstwami nadmagurskimi	koniec sedimentacji	80	strefa facyjna Siar płaszczowiny magurskiej, okolice Gładyszowa (Beskid Niski)	silnie wapińskie mulowce ilaste i ilowce, popielatoszare, z blokami piaskowców	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
Piaskowce pasierbieckie	Bieda (1946)	pakiety (niekiedy powtarzające się w profilu) grubolawicowych piaskowców powyżej łupków pstrych lub w obrębie warstw hieroglifych	formacja łupków pstrych z Łabowej, ogniwo piaskowców pasierbieckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja belowska, ogniwo piaskowców pasierbieckich (Golonka i in., 2013)*	przejście od łupków pstrych lub utworów łupkowo-piaskowcowych warstw hieroglifych w grubolawicowe piaskowce	przejście grubolawicowych piaskowców w łupkowo-piaskowcowe utwory warstw hieroglifych lub w łupki pstre	350	strefa facyjna raczańska płaszczowiny magurskiej, zachodnia część	grubolawicowe piaskowce kwarcowe o spoiwie wapińskim, gruboziarniste lub zlepieńcowate, uziarnione frakcjonalnie, barwy jasnej, z podzędnymi przelawieniami zielonoszarych łupków ilastych, łupków pstrych, grubolawicowych, twardych margli popielatych, wietrzejących na brunatno oraz cienko- i średniolawicowych piaskowców glaukonitowych	otwornice, nanoplankton wapienny, igły gąbek, mszywoły, lilowce	eocen
Piaskowce osieleckie	Książkiewicz (1958)	lokalna, glaukonitowa odmiana piaskowców pasierbieckich	formacja hieroglifych z Grzechyni, ogniwo piaskowców osieleckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja belowska, ogniwo piaskowców osieleckich (Golonka i in., 2013)*	przejście od łupków pstrych lub utworów łupkowo-piaskowcowych warstw hieroglifych w grubolawicowe piaskowce	przejście grubolawicowych piaskowców w łupkowo-piaskowcowe utwory warstw hieroglifych lub w łupki pstre	250	strefy facyjne raczańska i bystrzycka płaszczowiny magurskiej, rejon Osielca i Babiej Góry	grubolawicowe piaskowce drobnoziarniste, wapińskie, glaukonitowe z rzadkimi przewarstwieniami zielonoszarych łupków ilastych	otwornice	eocen
Warstwy magurskie	Paul (1868)	miąwszy kompleks grubolawicowych piaskowców muskowiłowych w stropowej części profilu jednostki magurskiej	formacja magurska (Oszczypko, 1991); formacja piaskowców magurskich (Wójcik i in., 1996)*	przejście od cienko- lub średniolawicowych utworów piaskowcowo-łupkowych (warstwy szczawnickie, warstwy z Zarzecza, warstwy łąckie, warstwy z Jazowska, warstwy hieroglifych, warstwy podmagurskie) w grubolawicowe piaskowce muskowiłowe	koniec sedimentacji	2300	cała płaszczowina magurska	grubo- i bardzo grubolawicowe piaskowce średnioziarniste, o spoiwie wapińskim, muskowiłowe z przelawieniami szarych łupków marglistych i piaskowców cienkolawicowych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen
Warstwy belowskie	Paul (1869)	cienkolawicowe utwory łupkowo-piaskowcowe z różnobarwnymi łupkami, w profilu pomiędzy łupkami pstrymi a warstwami łąckimi	formacja belowska (Oszczypko, 1991)	przejście łupków pstrych w drobnyrytmiczne, różnobarwne osady łupkowo-piaskowcowe	pojawienie się w profilu utworów drobnyrytmicznych miąszych pakietów twardych margli	500	bystrzycka i krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej	drobnyrytmiczne osady łupkowo-piaskowcowe złożone z szarych, niebieskawych, żółtych i brązowych łupków marglistych oraz zielonych łupków ilastych przelawianych cienkolawicowymi szaroniebieskimi piaskowcami drobnoziarnistymi, laminowanymi, z muskowiłem i detrytusem roślinnym, miejscami z pakietami łupków pstrych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Warstwy łąckie	Uhlig (1888)	utwory strefy sądeckiej ze znaczącym udziałem twardych, grubolawicowych margli turbidytowych	łupki łąckie (Uhlig, 1888); formacja bystrzycka; formacja żeleznikowska (Oszczypko, 1991); formacja z Zarzecza, ogniwo margli łąckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja łącka (Golonka i in., 2013)*	pojawienie się w profilu utworów drobnyrytmicznych miąszych pakietów twardych margli	zanik zwartych pakietów twardych margli wśród grubolawicowych piaskowców typu magurskiego lub cienkolawicowej serii łupkowo-piaskowcowej warstw hieroglifych	600	bystrzycka strefa facyjna jednostki magurskiej	grubolawicowe, twarde margle turbidytowe, skrzemionkowane, niebieskoszare, wietrzejące na brązowo oraz piaskowce cienko- i średniolawicowe, wapińskie, glaukonitowe, łupki ilaste szare, niebieskoszare i zielonkawe, łupki margliste żółte i brązowe; ku górze profilu wzrasta udział grubolawicowych piaskowców glaukonitowych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Warstwy z Maszkowic	Oszczypko (1979)	grubolawicowe piaskowce muskowiłowe z przelawieniami grubolawicowych, twardych margli turbidytowych	formacja piaskowców magurskich, ogniwo piaskowców z Maszkowic (Wójcik i in., 1996)*	stopniowe przejście drobnyrytmicznych osadów turbidytowych warstw belowskich lub podobnych osadów z licznymi pakietami twardych margli (warstw łąckich) w grubolawicowy kompleks piaskowcowo-margłowy	przejście kompleksu grubolawicowych piaskowców z marglami w drobnyrytmiczne łupkowo-piaskowcowe utwory warstw z Jazowska	1000	bystrzycka strefa facyjna jednostki magurskiej	grubolawicowe, różnoziarniste piaskowce muskowiłowe, wapińskie, szare, twarde z przelawieniami grubolawicowych, twardych margli typu łąckiego oraz szarych mulowców i łupków marglistych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Warstwy z Jazowska	Oszczypko (1979)	drobnyrytmiczne utwory łupkowo-piaskowcowe z przewarstwieniami łupków czerwonych rozdzielające miąsze pakiety grubolawicowych piaskowców muskowiłowych typu magurskiego	formacja piaskowców magurskich, ogniwo łupków z Jazowska (Wójcik i in., 1996)*; warstwy hieroglifych	szybkie przejście piaskowców grubolawicowych z przewarstwieniami twardych margli w drobnyrytmiczną serię łupkowo-piaskowcową	przejście drobnyrytmicznych utworów łupkowo-piaskowcowych w grubolawicowe piaskowce muskowiłowe typu magurskiego	150	bystrzycka strefa facyjna jednostki magurskiej, część środkowa	łupki ilaste niebieskoszare i zielonkawe z nielicznymi przelawieniami cienkolawicowych piaskowców drobnoziarnistych, laminowanych oraz pakietami łupków pstrych	otwornice	eocen
Warstwy szczawnickie	Birkenmajer (1956)	miąwszy, cienko- lub średniolawicowy kompleks piaskowcowo-łupkowy	formacja z... (Mogielicy, Ropy)***, ogniwo ze Szczawnicy (Wójcik i in., 1996)*, warstwy inoceramowe	tektoniczna lub przejście od łupków pstrych z Malinowej	przejście w paleogeńskie łupki pstre, warstwy z Zarzecza lub piaskowce magurskie	500	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej	cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane oraz szare łupki margliste	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna–paleocen–eocen (?)
Warstwy z Zarzecza	Oszczypko (1979)	drobno- lub średniorytmiczne utwory łupkowo-piaskowcowe z łupkami barwy zielonoszarej, pomiędzy warstwami szczawnickimi a grubolawicowymi piaskowcami typu magurskiego	formacja z Zarzecza (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	mało wyraziste przejście marglistych, szarych utworów piaskowcowo-łupkowych warstw szczawnickich w osady łupkowo-piaskowcowe z łupkami zielonymi	przejście osadów łupkowo-piaskowcowych w grubolawicowe piaskowce muskowiłowe typu magurskiego	800	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej	cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnoziarniste, twarde, wapińskie, szare, muskowiłowe, laminowane oraz łupki ilaste i margliste o barwach szarozielonych i szaroniebieskich; miejscami zawierają kompleks grubolawicowych piaskowców i zlepieńców krynickich	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
Piaskowce z Życzanowa	Oszczypko (1979)	pakiet grubolawicowych piaskowców i zlepieńców w obrębie utworów piaskowcowo-łupkowych warstw szczawnickich	formacja szczawnicka, ogniwo z Życzanowa (Birkenmajer, Oszczypko, 1989); formacja z... (Mogielicy, Ropy)***, ogniwo piaskowców z Życzanowa (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica utworów piaskowcowo-łupkowych z grubolawicowymi piaskowcami i zlepieńcami	przejście grubolawicowych piaskowców i zlepieńców w drobno- lub średniorytmiczne utwory piaskowcowo-łupkowe	300	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej, rejon Szczawnicy–Piwnicznej	grubolawicowe piaskowce gruboziarniste i zlepieńce kwarcowe, uziarnione frakcjonalnie, przelawiane pakietami średnio- lub drobnyrytmicznych utworów piaskowcowo-łupkowych, marglistych typu warstw szczawnickich	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
Piaskowce krynickie	Świdziński (1953)	pakiet grubolawicowych piaskowców i zlepieńców w obrębie utworów łupkowo-piaskowcowych warstw z Zarzecza	formacja z Zarzecza, ogniwo krynickie (Birkenmajer, Oszczypko, 1989); formacja z Zarzecza, ogniwo zlepieńców krynickich (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica utworów łupkowo-piaskowcowych z grubolawicowymi piaskowcami i zlepieńcami	przejście grubolawicowych piaskowców i zlepieńców w drobno- lub średniorytmiczne utwory łupkowo-piaskowcowe	150	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej między Piwniczną a Tyliczem	grubolawicowe piaskowce i zlepieńce; piaskowce gruboziarniste, źle wysortowane, kwarcowe, z muskowiłem, o spoiwie ilastym, rzadko cienkie przewarstwienia łupków ilastych oraz piaszczystych, zielonoszarych i niebieskoszarych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Piaskowce z Piwnicznej	Ostrowicka (1979)	miąwszy kompleks grubolawicowych piaskowców muskowiłowych, oddzielony od podobnych wyżejległych osadów pakietem z większą zawartością łupków (warstwy z Kowańca) lub osadami z łupkami pstrymi (ogniwo z Mniszka); w wielu strefach nie można go wyróżnić z profilu warstw magurskich z powodu braku utworów oddzielających je od piaskowców popradzkich	formacja magurska, ogniwo piaskowca z Piwnicznej (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	wyraźna granica z niżejległymi średnio- lub cienkolawicowymi osadami piaskowcowo-łupkowymi (warstwy szczawnickie, warstwy z Zarzecza)	mało wyraźne przejście w osady z większą zawartością łupków (warstwy z Kowańca) lub osady z dużym udziałem łupków czerwonych (ogniwo łupków z Mniszka)	1500	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej	grubolawicowe piaskowce, zwykle średnioziarniste, nieco wapińskie, muskowiłowe, szare, twarde oraz zlepieńce kwarcowe, miejscami przelawiane cienkimi zielonoszarymi i szarymi łupkami marglistymi lub piaszczystymi oraz cienko- lub średniolawicowymi pakietami piaskowcowo-łupkowymi	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Warstwy z Kowańca	Watycha (1975); Cieszkowski (1979)****	pakiet piaskowcowo-łupkowy w obrębie piaskowców magurskich s.l., takie pakiety występują dość często, ale ich korelacja na większych obszarach jest wątpliwa	ogniwo z Mniszka (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	stopniowe przejście piaskowców grubolawicowych w miąsze osady piaskowcowo-łupkowe z pakietami piaskowców grubolawicowych	nieostre przejście osadów piaskowcowo-łupkowych z pakietami piaskowców grubolawicowych w kompleks piaskowców grubolawicowych	600 (Watycha, 1975; na ogół 200)	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej	cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnoziarniste, zielonoszare i szare, bezwapińskie, laminowane, szare i szarozielone łupki ilaste, mulowce margliste i margle z licznymi pakietami grubolawicowych piaskowców muskowiłowych i zlepieńców	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Ogniwo łupków z Mniszka	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	lokalnie występujący pakiet łupków czerwonych rozdzielający miąwszy kompleks muskowiłowych piaskowców grubolawicowych typu magurskiego	formacja magurska, ogniwo łupków z Mniszka (Birkenmajer, Oszczypko, 1989); warstwy magurskie, łupki z Hanuszowa (Chrzastowski i in., 1995); formacja piaskowców magurskich, warstwa łupków pstrych z Hanuszowa (Wójcik i in., 1996)*	przejście grubolawicowych piaskowców muskowiłowych z piwnicznej w ilaste łupki czerwone	przejście ilastych łupków czerwonych w grubolawicowe piaskowce muskowiłowe (piaskowce popradzkie)	80	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej, rejon Piwnicznej–Muszyny	łupki ilaste czerwone i zielone z przelawieniami grubolawicowych piaskowców z klastami łupkowymi, piaskowców średniolawicowych, słabo wapińskich oraz cienkolawicowych piaskowców zielonoszarych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
Piaskowce z Popradu	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	miąwszy kompleks grubolawicowych piaskowców muskowiłowych powyżej przewarstwienia bardziej łupkowego (warstwy z Kowańca) lub łupków pstrych (ogniwo łupków z Mniszka)	formacja magurska, ogniwo piaskowca popradzkiego (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	nieostre przejście osadów piaskowcowo-łupkowych z pakietami piaskowców grubolawicowych lub łupków pstrych w kompleks piaskowców grubolawicowych	niemał nigdzie niewidoczna, zwykle erozyjna, ale postulowane jest przejście w margle globigerinowe, warstwy malcowskie lub mioceńską formację z Kremnej	1300	krynicka strefa facyjna jednostki magurskiej	grubolawicowe piaskowce muskowiłowe, szare, średnioziarniste, uziarnione frakcjonalnie, twarde, z cienkimi przelawieniami szarozielonych łupków piaszczystych z muskowiłem	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen

warstwy łupkowskie, złożone z ciemnoszarych łupków ilastych oraz cienko- i średnioławicowych ciemnoszarych piaskowców nieco wapnistych, są paleoceńskie tylko lokalnie w swej stropowej części. Przykrywające je gruboławicowe piaskowce ciśnieńskie o miąższości sięgającej 1400 m reprezentują już głównie paleocen, ale ich dolna granica jest diachroniczna, a miejscami spągowa część piaskowców ciśnieńskich należy jeszcze do kredy.

Nad piaskowcami ciśnieńskimi osadził się pakiet ciemnoszarych lub czarnych łupków ilastych z warstwami piaskowców drobno- lub średnioziarnistych, cienko- lub średnioławicowych zwany warstwami z Majdanu (paleocen). Przykrywa go pakiet piaskowców gruboławicowych i zlepieńców bezwapniastych zwany piaskowcami z Wielkiej Rawki (Haczewski i in., 2016) lub piaskowcami z Bukowca (Rubinkiewicz, Tomaszczyk, 2016). Powstał on na granicy paleocenu i wczesnego eocenu. Powyżej niego osadziła się bardzo miąższa seria warstw hieroglifyowych (eocen), zbudowana głównie z łupków ilastych zielonych, szarych i ciemnoszarych z licznymi przelawiczeniami drobnoziarnistych piaskowców cienko- lub średnioławicowych. W jej obrębie występują w różnych poziomach pakiety ilastych łupków czerwonych i zielonych (łupków pstrych) oraz niewielkie soczewy piaskowców gruboławicowych, z których najbardziej miąższe i najszerzej rozprzestrzenione są nazywane piaskowcami przybyszowskimi (środkowy eocen). Profil eocenu kończy miejscami kilkumetrowy pakiet margli globigerinowych (przełom eocen/oligocenu). Często jest on jednak zastąpiony przez najczęściej kilku-dziesięciometrowy pakiet piaskowców gruboławicowych z Mszanki (oligocenu). Nad nim występują warstwy menilitowe (oligocenu), złożone (od spągu) z: margli podcergowskich (= margle z Jawornika, brunatne, turbidytowe margle krzemionkowe, niekiedy z rogowcami), piaskowców cergowskich (gruboławicowe piaskowce wapniste, muskowitzowe, litotyp warstw krośnieńskich) oraz łupków menilitowych (brunatne, ilaste łupki bitumiczne z podrzędnyimi warstwami piaskowców i rogowców). Nad warstwami menilitowymi lokalnie można wyróżnić warstwy przejściowe o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i wyżej leżących warstw krośnieńskich (łupki mułowcowe szare, piaskowce muskowitzowe). Profil serii dukielskiej kończą bardzo miąższe (do 1200 m) warstwy krośnieńskie (oligocenu), złożone z cienko- i średnioławicowych, laminowanych, mikowych piaskowców wapnistych oraz szarych łupków mułowcowych, marglistych. Lokalnie w ich obrębie pojawia się poziom wapienia jasielskiego (górnego oligocenu).

W zachodniej części polskich Karpat odpowiednikiem serii dukielskiej (pod względem pozycji w stosunku do sąsiednich serii) jest seria przedmagurska, występująca pomiędzy Koniakowem a południowymi stokami Beskidu Małego. Seria ta niekiedy jest rozdzielana na dwie osobne serie: bardziej wewnętrzzną – grybowską i bardziej zewnętrzzną – dukielską, ale wydaje się, że różnice między nimi nie przekraczają skali lateralnych zmian facjalnych. Profil serii przedmagurskiej różni się jednak zasadniczo od profilu serii dukielskiej, dlatego też omówiono i wyróżniono go osobno (tab. 3).

Profil paleogenu serii przedmagurskiej rozpoczynają łupki czerwone i zielone z nielicznymi soczewami piaskowców cienkoławicowych (łupki pstre, paleocen–eocen), miejscami przechodzące w paleoceńskie margle pstre. W obrębie wyższej części łupków pstrych, w dolnym eocenie, występują pakiety gruboławicowych, kwarcowych piaskowców ciężkowickich oraz zlepieńców grojecznych. Nad nimi występuje seria zielonych i brunatnych łupków ilastych z warstwami cienkoławicowymi piaskowców glaukonitowych (warstwy hieroglifyowe, eocen). Jako eoceńskie określa się również detrytyczne wapienie z fauną i florą – wapienie z Koniakowa (= wapienie łużańskie) o nie całkiem jasnej pozycji w profilu. Ponad warstwami hieroglifyowymi miejscami ponownie występują łupki i margle pstre eocenu. Utwory oligocenu to początkowo lokalnie występujące szare i brązowe twarde margle i łupki margliste z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców muskowitzowych (margle z Barutki). Zastąpione lub przykryte są one przez warstwy menilitowe (oligocenu), złożone z brunatnych łupków ilastych, cienko- i średnioławicowych piaskowców glaukonitowych, brunatnych rogowców, margli i wapieni detrytycznych. Sedymentację serii przedmagurskiej kończą warstwy krośnieńskie (oligocen–dolny miocen). W dolnej części to drobnoziarniste, gruboławicowe piaskowce wapniste z przewarstwieniami łupków marglistych szarych i ciemnych, wyżej natomiast – seria piaskowców cienko- i średnioławicowych z łupkami szarymi mułowcowymi. Niekiedy w stropowej części seria ta przybiera charakter głównie łupkowy. W obręb warstw krośnieńskich są również włączane łupki ilaste szare z egzotykami, których pozycja w profilu i przynależność są jednak niepewne.

Najbardziej południowa seria osadowa Karpat zewnętrznych – seria magurska (tab. 3) – ma również najbardziej zróżnicowane utwory paleogenu. Wyróżnia się w niej najczęściej cztery główne strefy facjalne, od północy: Siar, raczańską, bystrzycką (sądecką) i krynicką.

Profil paleogenu strefy Siar serii magurskiej rozpoczyna górna część warstw inoceramowych (kreda–paleocen) – cienko- i średnioławicowe, laminowane piaskowce wapniste oraz szare, zielone i niebieskawe łupki margliste, rzadziej ilaste. Warstwy te są określane również jako warstwy biotytowo-skaleniove lub warstwy z Jaworzynki (tab. 3). Zawierają one przelawicenia piaskowców gruboławicowych, niekiedy tworzących większe pakiety, szczególnie w stropowej części warstw inoceramowych, tzw. piaskowce z Mutnego (paleocen; fig. 26B). Między warstwami inoceramowymi a piaskowcami z Mutnego lokalnie wyróżnia się warstwy gołyńskie (paleocen), zbudowane z ciemnych łupków z warstwami piaskowców cienkoławicowych. Nad warstwami inoceramowymi lub piaskowcami z Mutnego osadziły się łupki pstre (paleocen–dolny eocen). W wielu miejscach są one przelawiczone nawet kilkusetmetrowymi pakietami gruboławicowych piaskowców kwarcowych, tradycyjnie nazywanych piaskowcami ciężkowickimi. W celu uniknięcia mylenia ich z tak samo nazywanymi utworami serii śląskiej, zaproponowano nazwy „ogniwo piaskowców z Żurawnicy” dla dolnego ich pakietu (paleocen) oraz „ogniwo piaskowców ze Skawiec” (fig. 26A) dla pakietu górnego (dolny eocen; Cieszkowski i in., 2006). Powyżej łupków pstrych wydzieliła się warstwy hieroglifyowe i warstwy podmagurskie (eocen). Są to utwory o przewadze łupków nad piaskowcami, przy czym w warstwach hieroglifyowych szarozielone i ciemnoszare łupki ilaste dominują nad cienkoławicowymi piaskowcami glaukonitowymi. Natomiast w warstwach podmagurskich (= łupki z Zembrzyc, = łupki z Szymbarku) szare i szarozielone łupki są zwykle margliste, piaskowce natomiast są niekiedy również średnio- lub gruboławicowe. Przykryte są one miąższym pakietem gruboławicowych piaskowców glaukonitowych (piaskowce magurskie glaukonitowe, piaskowce z Wątkowej), przelawianych marglistymi łupkami szarymi lub ciemnoszarymi (oligocenu). Profil strefy Siar kończą zwykle warstwy nadmagurskie (= łupki z Budzowa, = warstwy z Małastowa; oligocenu), złożone głównie z szarych łupków marglistych z podrzędnymi warstwami piaskowców i rogowców. Lokalnie wyróżnia się w nadkładzie warstw podmagurskich warstwy malcowskie (oligocenu), wykształcone jako średnio- lub gruboławicowe piaskowce przelawiczone pakietami łupków marglistych lub margli. W nadkładzie warstw nadmagurskich lokalnie wyróżniono warstwy z Gładyszowa – mułowce i ilowce margliste z olistolitami piaskowców i łupków.

Utwory paleogenu w kolejnej od północy strefie facjalnej serii magurskiej – strefie raczańskiej – rozpoczynają się górna część warstw inoceramowych, zwaną błędnie formacją ropianiecką (Ślązka, Miziołek, 1996; Oszczypko i in., 2005). W ich obrębie również lokalnie występują gruboławicowe piaskowce z Mutnego (paleocen). Nad nimi osadziły się łupki pstre (formacja łupków z Łabowej; paleocen–eocen). Wśród nich (lub nad łupkami pstrymi) występują gruboławicowe, gruboziarniste piaskowce pasierbieckie dolne (dolny–środkowy eocen), niekiedy z pakietami twardych, ciemnoszarych margli lub ich glaukonitowa, drobnoziarnista odmiana – piaskowce osieleckie. Wyżej w profilu osadziły się zielone łupki ilaste z piaskowcami cienkoławicowymi (warstwy hieroglifyowe; środkowy–górnego eocen), z soczewami gruboławicowych piaskowców (piaskowce pasierbieckie górne) i łupków pstrych. Ku górze warstwy hieroglifyowe przechodzą miejscami w warstwy podmagurskie (szare łupki margliste z warstwami piaskowców cienko- i średnioławicowych; eocen) lub bezpośrednio w gruboławicowe piaskowce muskowitzowe (warstwy magurskie).

Nieco inaczej przedstawia się profil strefy sądeckiej (bystrzyckiej). Również w tym przypadku w dolnej części profilu paleogenu występują warstwy inoceramowe i łupki pstre (formacja łupków pstrych z Łabowej). Brak tu jednak większych ławic piaskowców gruboławicowych. Nad nimi osadziły się warstwy belowskie (dolny–środkowy eocen), złożone głównie z łupków ilastych (zielonych, niebieskawych) i marglistych (żółtych, brązowych), przelawianych cienkoławicowymi piaskowcami i niekiedy pakietami łupków pstrych. Ku górze wtedy te przechodzą w warstwy łąckie (formacja z Żeleźnikowej – Oszczypko, 1991; środkowy eocen). Są to utwory typu warstw belowskich z licznymi, grubymi ławicami twardych margli turbidytowych. Nadkładem warstw łąckich są gruboławicowe muskowitzowe piaskowce magurskie (górnego eocen). Miejscami warstwy łąckie są zastąpione przez gruboławicowe piaskowce typu magurskiego z pakietami twardych margli (warstwy z Maszkowic), nad którymi znajduje się kompleks łupkowo-piaskowcowy z łupkami pstrymi (warstwy z Jazowska), a wyżej piaskowce magurskie.

Najbardziej odrębny od pozostałych jest profil strefy krynickiej. Nad warstwami inoceramowymi (zwanymi na tym obszarze warstwami szczawnickimi; kreda górna–paleocen) występuje drobnotektoniczny kompleks łupkowo-piaskowcowy (formacja z Zarzecza; paleocen–dolny eocen), miejscami z pakietami gruboławicowych piaskowców i zlepieńców krynickich (tab. 3). Lokalnie jednak bezpośrednio nad warstwami szczawnickimi zalegają muskowitzowe piaskowce magurskie s.l. (formacja magurska; dolny eocen–oligocenu). W ich obrębie wydzieliła się dwa bardzo miąższe kompleksy piaskowców

gruboławicowych (ogniwo z Pivnicznej i ogniwo z Popradu) rozdzielone pakietem łupkowo-piaskowcowym (ogniwo z Mniszka; środkowy–górnego eocen) lub piaskowcowo-lupkowym (ogniwo z Kowańca). Nadkładem warstw magurskich są lokalnie warstwy malcowskie (oligocen–dolny miocen) złożone z cienko- i średnioławicowych piaskowców oraz szarych łupków marglistych, czyli podobne do warstw krośnieńskich.

Biostratygrafia. W paleogenie Karpat zewnętrznych biostratygrafia początkowo opierała się na nielicznych znaleziskach makrofauny (małże, ślimaki, duże otwornice). Formy te były najczęściej znajdowane w osadach splayów podmorskich (Kropaczek, 1917a, b) lub w zlepieńcach; w niektórych przypadkach z powodu redepozycji w istotny sposób postarzały wiek osadów (Bieda, 1946, 1955). Z powodu ubóstwa makroskamieniałości już od końca XIX w. zaczęła rozwijać się biostratygrafia otwornicowa. Dominującą znaczenie dla określenia wieku osadów uzyskała ona w II poł. XX w. (np. Bieda i in., 1963; Morgiel, Olszewska, 1981; Olszewska, 1997). Od lat 90. XX w. drugą główną grupą mikroskamieniałości używaną w biostratygrafii Karpat zewnętrznych jest nanoplankton wapienny. Jego zastosowanie ogranicza się wprawdzie tylko do osadów węglanowych, ale szczególnie istotne znaczenie ma dla określenia wieku najmłodszych osadów basenu Karpat zewnętrznych. Osady warstw menilitowych i krośnieńskich zawierają bowiem głównie długowieczne zespoły otwornic, które są uzależnione bardziej od środowiska niż od wieku. Trzecią grupą zyskującą coraz bardziej na znaczeniu są dinocysty. Oznaczenia wiekowe na podstawie różnych grup mikroskamieniałości dają często rozbieżne wyniki. Niezastąpione są wówczas prace korelujące występowanie poszczególnych zespołów z tych grup (zintegrowana biostratygrafia).

Jugowiec (1996) zbadała zespoły nanoplanktonu wapiennego z wapieni jasielskich. Bąk i in. (1997) opracowali biostratygię otwornic bentosowych i radiolari oraz analizę paleośrodowiskową paleogeńskich pstrych łupków jednostki skolskiej. Waškowska-Oliwa (2000) przeprowadziła analizę paleoekologiczną zespołów otwornic z paleogenu płaszczowiny magurskiej i zasugerowała korzystne warunki tlenowe i niższą produktywność wód we wczesnym eocenie w przeciwieństwie do późnego paleocenu i środkowego eocenu. Oszczypko-Clowes (2001) opracowała biostratygię nanoplanktonową i środowisko depozycji najmłodszych osadów płaszczowiny magurskiej na wschód od Skawy. Bąk (2004) określił zmiany w zespołach otwornic aglutynujących na granicy kreda/paleocen i paleocen/eocen w Bieszczadach, a następnie (Bąk, 2005) opracował biostratygię otwornicową przełomu oligocenu i miocenu w Bieszczadach. Oszczypko-Clowes i Oszczypko (2004) określili wiek najmłodszych osadów okien tektonicznych Mszany Dolnej i Szczawy. Oszczypko i in. (2005) zaproponowali udokumentowany biostratygraficznie formalny podział litostratygraficzny starszych (od albu do środkowego eocenu) utworów podjednostek bystrzyckiej i raczańskiej jednostki magurskiej.

Paleogen w Karpatach centralnych

Tadeusz M. Peryt

W Pieninach utwory paleogenu wchodzi w skład pokrywy paleogeńsko-neogeńskiej (paleocen–dolny miocen; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2014; Birkenmajer, 2017; wraz z literaturą tam zawartą). Powyżej formacji jarmuckiej (paleocen, lokalnie dolny eocen) występują łupki pstre eocenu. Następnie spoczywa ogniwo margli z Leluchowa (margle globigerinowe; górny eocen–oligocenu), ogniwo łupków ze Smereczka (warstwy menilitowe) oraz formacja malcowska (oligocenu; tab. 4; Oszczypko, 2009).

Na granicy pienińskiego pasa skałkowego i niecki podhalańskiej występują paleoceńsko-eoceńskie margle pelagiczne (warstwy marszynieckie) sukcesji myjawskiej. Prawdopodobnie należą one do strefy przejściowej między basenem pienińskiego pasa skałkowego a basenem myjawskim, tj. centralnokarpackim (Oszczypko, 2009).

W paleogenie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej wyróżnia się dwie charakterystyczne serie skalne: starszą węglanową numulitową (eocen tatrzańskie, eocen numulitowy) oraz młodszą – w głównej części wieku oligoceńskiego – fliszową (flisz podhalański; tab. 5; fig. 27). Warto w tym miejscu zauważyć, że kreator tego pojęcia, Limanowski (1905), wprowadził termin „podhalski”. Seria fliszowa, o sumarycznej miąższości szacowanej na od 2,5 km we wschodniej do 4 km w zachodniej części niecki podhalańskiej (Ludwiniak, 2006; Mastella i in., 2012), została podzielona na warstwy: szafarskie, zakopiańskie, chochołowskie i ostryskie (Gołab, 1947, 1959; Waty-

Waškowska-Oliwa (2005) określiła zmiany batymetryczne w strefie podśląskiej basenu Karpat zewnętrznych na podstawie badań otwornic wapiennych i aglutynujących. Kotlarczyk i in. (2006) przedstawili zmienność zespołów ichtiofauny w warstwach menilitowych i krośnieńskich oraz opisali czynniki środowiskowe wpływające na ich zmiany w czasie i przestrzeni. Oszczypko-Clowes i Ślązka (2006) opracowali biostratygię nanoplanktonową oligoceńskich osadów okna Grybowa. Zespoły nanoplanktonu wapiennego i ich gatunki wskaźnikowe dla określenia granicy oligocen/miocen w polskich Karpatach zewnętrznych opracowała Garecka (2008), która następnie (Garecka, 2012) wydzieliła szereg standardowych poziomów nanoplanktonowych w profilu serii menilitowo-krośnieńskiej i powiązała zmiany w zespołach ze zjawiskami paleogeograficznymi. Środkowooligocenne czyste bruzdnice z kongrekcji węglanowych w łupkach krośnieńskich zostały opracowane przez Barskiego i Bojanowskiego (2010). Waškowska (2011) opisała wpływ dostawy materiału piroklastycznego (bentonity) na zespoły głębokowodnych otwornic bentosowych w dolnym eocenie jednostki podśląskiej. Cieszkowski i in. (2011) omówili głębokowodne otwornice aglutynujące z pstrych łupków jednostki magurskiej. Charakterystykę zespołów warstw hieroglifyowych i belowskich w jednostce magurskiej oraz ich odniesienie do lokalnych poziomów otwornicowych zawiera praca Golonki i Waškowskiej (2012). Oszczypko-Clowes i Żydek (2012) opracowali paleoekologię warstw malcowskich w Leluchowie na podstawie nanoplanktonu wapiennego. Kotlarczyk i Uchman (2012) przeprowadzili analizę zmian natlenienia w formacji menilitowej na podstawie zapisu skamieniałości śladowych i zespołów ryb. Zespoły otwornicowe w eoceńskich utworach olistostromowych jednostki śląskiej opisali Waškowska i Cieszkowski (2014). Podobne osady z paleogenu jednostki skolskiej opracowali mikropaleontologicznie Szydło i in. (2014). Waškowska (2015) przeanalizowała zapis otwornicowy eoceńskich warstw hieroglifyowych płaszczowiny śląskiej. Garecka i Szydło (2015) opracowali najmłodsze, oligoceńskie zespoły mikroskamieniałości ze strefy Siar jednostki magurskiej. Reinterpretację środowiska sedymentacji warstw menilitowych na podstawie m.in. mikroskamieniałości przedstawił Działdziej i in. (2016). Oligoceńskie małże z margli dynowskich i ich znaczenie środowiskowe opisali Studencka i in. (2016). Wpływ stresu środowiskowego i termicznego, niedotlenienia i zakwaszenia wód na paleogeńskie zespoły otwornicowe analizowali Olszewska i Szydło (2017). Warunki środowiskowe w okresie powstawania w Karpatach oligoceńskich poziomów wapieni kokolittowych na podstawie m.in. nanoplanktonu wapiennego i dinocyst odwarzali Bojanowski i in. (2018), stwierdzając obniżone zasolenie, anoksyczne warunki w dolnej części kolumny wody oraz powszechne uwalnianie metanu. Wójcik-Taboli i in. (2023) przeanalizowali zmiany zespołów nanoplanktonu wapiennego z margli dynowskich i ich nadkładu, stwierdzili przejście od brackicznych, zimmolubnych zespołów w ciepłolubne zespoły pełnomorskie, co jest zapisem końca maksymalnej izolacji Paratetydy od cyrkulacji oceanicznej.

Przedłukowy, powstały w wyniku subdukcji płyty europejskiej pod płytę ALCAPY, basen paleogeński Podhala to część paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego (Soták i in., 2001; Kázmér i in., 2003). Jego polskie wydzielenia mają odpowiedniki na obszarze Karpat centralnych na Słowacji (fig. 28; Cieszkowski i in., 2009). Najnowsze syntezę stratygrafii utworów paleogenu niecki podhalańskiej przedstawił Rytko (2004) oraz Cieszkowski i in. (2009).

Stratygrafia paleogenu podhalańskiego, a zwłaszcza serii fliszowej, nastrocza wiele problemów (zob. np. Filippek i in., 2017, 2018; Gedl, 2018; tab. 5). Jak się wydaje, datowania poziomów tufitowych, stwierdzonych zarówno w eocenie numulitowym (Głazek i in., 1998), między eoceniem numulitowym a serią fliszową (Blaicher, 1973; Kępińska i in., 2000) oraz w całym profilu fliszu (Michalik, Wieser, 1959; Roniewicz, Westwalewicz-Mogilska, 1974; Westwalewicz-Mogilska, 1986; Środoń i in., 2006), mogą rozstrzygnąć wiele z istniejących niejasności co do wieku poszczególnych części profilu paleogenu i korelacji warstw. Dotychczas wydatowano bowiem cyrkony z jednej tylko próbki, pochodzącej ze stropu warstw zakopiańskich (30,7 ± 1,5 mln lat – Van Couvering i in., 1981).

4

Paleogen w Karpatach centralnych

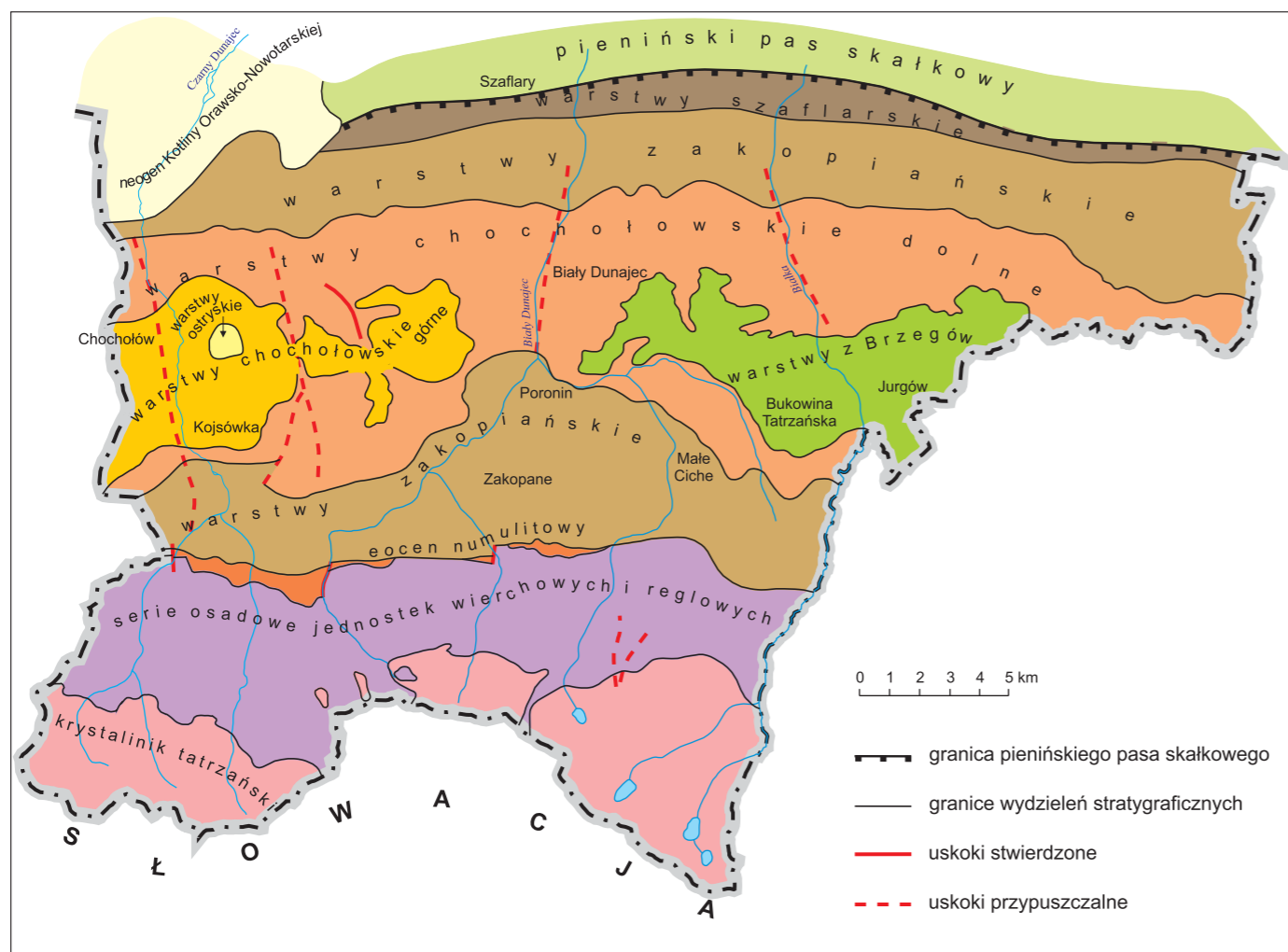
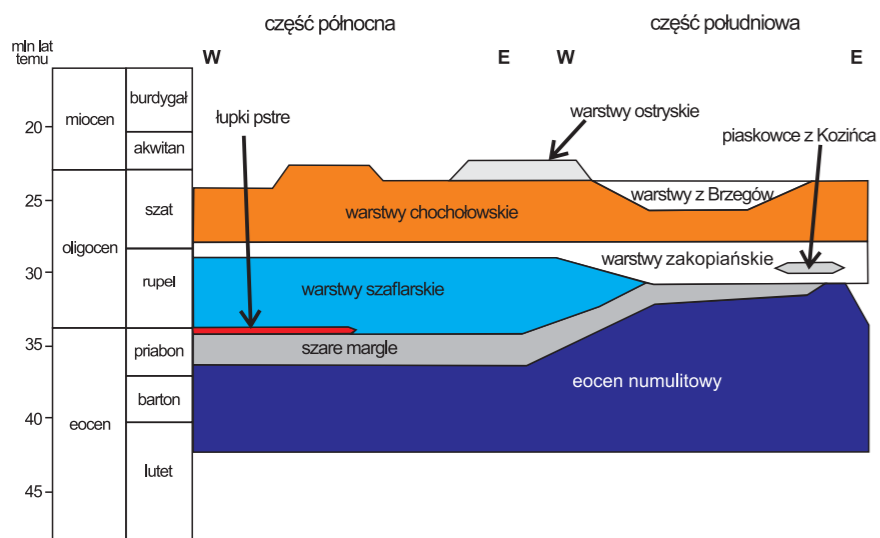


FIG. 27. Szkic geologiczny Tatr i paleogeńskiego fliszu podhalańskiego (wg Chowańca, 1989; Chowańca, Kępińskiej, 2003, zmieniono)

FIG. 28. Korelacja utworów paleogenu niecki podhalańskiej w północnej i południowej części Podhala (wg Cieszkowskiego i in., 2009)



Utwory eocenu numulitowego wykazują dużą pionową i poziomą zmienność facjalną (Passendorfer, 1959; Sokolowski, 1959), co jest związane ze zróżnicowaną topografią basenu sedimentacyjnego i jego linii brzegowej (Roniewicz, 1969, 1997; Cieszkowski i in., 2009). W obrębie tych utworów Bartholdy i in. (1999) wyróżnili trzy cykle sedimentacyjne związane głównie z glacieustatycznymi zmianami poziomu morza. Na kontakcie eocenu numulitowego i fliszu podhalańskiego występuje luka stratygraficzna obejmująca zdanem Gedla i Gareckiej (2008) najwyższy eocen i część dolnego oligocenu. Późniejszy etap rozwoju basenu podhalańskiego cechował znaczny wzrost tempa subsydencji, co umożliwiło depozycję miazszych warstw serii fliszowej w środowisku głębokowodnym

o stopniowo wzrastającej głębokości (Cieszkowski i in., 2009; Gedl, 2018), z maksimum w czasie depozycji warstw chochołowskich (Gedl, 2000).

W rozważaniach nad modelem basenu podhalańskiego Westwalewicz-Mogilska (1986) wyraziła pogląd o istnieniu na obszarze niecki podhalańskiej trzech stożków sedimentacyjnych, lokując obszary alimentacji na południe od Tatr i określając zasięg kanałów rozprzadzających materiał terygeniczny ku północy przekraczając przez pienięski pas skałkowy. Wieczorek (1989), szukając porównań basenu podhalańskiego z pirenejskim basenem Hecho, rozpatrzył jego strukturę, uwzględniając szerokie tło rozprzestrzenienia i sedimentacji paleogenu centralnokarpackiego i zaproponował bardziej przekonujący model. Uznał, że dla sedimentacji warstw szaflarskich można by przyjąć model podmorskiej rampy. W efekcie powstał system lobów zasilanych z wielu źródeł położonych na brzegu obszaru lądowego, aktywnego sejsmicznie. Analizując charakter młodszych osadów, Wieczorek (1989) wskazał, że następstwo warstw zakopiańskich, chochołowskich i ostryskich jest podobne do sekwencji stożków podmorskich. Wzrost grubości ziarna w omawianych warstwach ku górze, kierunku transportu z zachodu na wschód (por. Radomski, 1958) i drobnienie materiału ku wschodowi wskazują na progadację stożka – zasilanego ze źródła zlokalizowanego na zachodzie w rejonie Kubina na Słowacji – ku wschodowi (Wieczorek, 1989). Filipek i in. (2017, 2018) przedstawili argumenty mogące przemawiać za stosunkowo płytkowodnym środowiskiem, poniżej podstawy falowania przeciętnych sztormów, w którym osady prądów zawieszonych mogły być modyfikowane podczas sztormów. Koncepcja taka została zakwestionowana przez Gedla (2018). Z jednej strony wskazał on, że zespoły otwornic bentosowych w szarych marglach, poprzedzających depozycje serii fliszowej, świadczą o depozycji w górnym batiale (Olszewska, Wieczorek, 1998), z drugiej natomiast strony koncepcja płytkowodna nie jest do pogodzenia z tym, co wiemy o geometrii basenu podhalańskiego.

TAB. 4. Schemat litostratygiczny paleogenu w Karpatach centralnych

Nazwa	Kreator	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facie i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Formacja malcowska	zredefiniowana przez Birkenmajera, Oszczypkę (1989)	400–800	jednostka magurska, podjednostka krynicka, w okolicach Nowego Targu i Leluchowa; podjednostka Gorlicka k. Nowego Sącza	warstwy malcowskie (Świdziński, 1961)	cienko- i średnioławicowe, szare i niebieskoszare, drobno-, średnio- i gruboziarniste piaskowce muskowiłowe przewarstwione szarymi łupkami marglistymi; w piaskowcach laminacja horyzontalna lub skośna, związana z riplemarkami; w stropowych partiach warstw piaskowcowych często zwęglona flora; w łupkach konkretne ankerytowe; stosunek warstw piaskowcowych do łupkowych 1:3; lokalnie soczewy gruboławicowych piaskowców typu magurskiego, szczególnie w okolicy Nowego Targu, i łupków typu menilitowego; dolna granica formacji ostra w przypadku pojawienia się pstrych margli i łupków (og. margli z Leluchowa) oraz łupków typu menilitowego (og. łupków ze Smereczka); górna granica erozyjna	oligocen–dolny miocen	–
Formacja szczawnicka	Birkenmajer w: Birkenmajer i in. (1979), scharakteryzowana przez Birkenmajera, Oszczypkę (1989)	20–70 w Pieninach (silnie skondensowana) i 500–1200 w podjednostce krynickiej	jednostka magurska	wyróżniona jako warstwy szczawnickie (Birkenmajer, 1956, 1957), przemianowane na formację szczawnicką przez Birkenmajera (w: Birkenmajer i in., 1979)	rytmity fliszowe złożone z piaskowców wapienistych, laminowanych, mikowych, przewarstwionych bezwapniowymi lub lekko marglistymi łupkami barwy szarej, niebieskawej lub czarnej, w lawicach o miaższości 0,1–2,5 m; piaskowce są zwykle drobnoziarniste, cienko- do średnioławicowych, występują w nich dość liczne riplemarki, pograży oraz warstwowania konwolucyjne i spływowe; łupki zwykle przeważają nad piaskowcami; miejscami pojawiają się przewarstwienia drobnoziarnistych zlepieńców i gruboziarnistych piaskowców z detrytusem egzocentrycznymi; nieliczne otwornice i częściej występujący nanoplankton (<i>Tetralithus</i> , <i>Micrantholithus</i> , <i>Marthasterites</i>); jednostki podrzędne: ogniwo zlatniańskie, ogniwo życzanowskie	paleocen–dolny eocen	nieformalny odpowiednik to częściowo warstwy kluszkowieckie (Birkenmajer, 1958) i warstwy zlatniańskie (Birkenmajer, 1954); utwory formacji wcześniej opisano jako <i>Nördliche Grenzbildungen</i> (Uhlig, 1890)
Formacja frydmańska	Birkenmajer i in. (1979)	ok. 400	jednostka magurska, podjednostka krynicka, wzdłuż północnego brzegu pienięskiego pasa skałkowego pomiędzy Frydmanem a Czorsztynem	jednostka wyróżniona jako warstwy fliszowe frydmańskie przez Birkenmajera (1954) i warstwy z Frydmana (Birkenmajer, 1963), następnie jako formacja (Birkenmajer, 1979; Birkenmajer, Dudziak, 1981)	utwory formacji złożone z litotypów charakterystycznych dla formacji szczawnickiej i formacji z Zarzeczca; są to piaskowce zielonawe, średnio- lub gruboławicowe, różnoziarniste, z przelawieniami zielonawymi i niebieskimi łupkami marglistymi, wśród łupków występują przelawienia niebieskawych piaskowców wapienistych średnio- i drobnoziarnistych; granica dolna formacji – niezbyt dobrze czytelne przejście do formacji szczawnickiej; granica górna – tektoniczna	dolny eocen (część środkowa)	formacja frydmańska jest wzbogaconą w łupki przyskałkową odmianą piaskowca magurskiego (formacja magurska); wg Birkenmajera i Dudziaka (1981) formacja frydmańska nawiązuje litologicznie zarówno do formacji szczawnickiej, jak i do formacji z Zarzeczca
Formacja z Zarzeczca	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	10–600	jednostka magurska, podjednostka krynicka	Oszczypko (1979) wprowadził termin „warstwy zarzeczkie” dla utworów fliszowych uprzednio określanych różnymi nazwami (zob. Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	przewarstwiające się piaskowce wapieniste, mulowce ilaste i szarzielone łupki margliste; piaskowce są cienko- i średnioławicowe, drobno- i bardzo drobnoziarniste; łupki często przypominają miękkie margle; lokalnie występują części formacji; granica dolna formacji to stopniowe przejście od szarych i niebieskawych, średnioławicowych turbidytów formacji szczawnickiej do szarzielonych cienkoławicowych turbidytów formacji z Zarzeczca; granica górna – na przejściu cienkoławicowego zielonego fliszu formacji w grubo ulawione piaskowce muskowiłowe formacji magurskiej; osady formacji z Zarzeczca są interpretowane jako cienkoławicowe turbidyty dystalne reprezentujące podmorski stożek zewnętrzny (Oszczypko, 1979, 1985); jednostki podrzędne: ogniwo krynickie	dolny eocen	nieformalny odpowiednik to warstwy z <i>Paleodictyon</i> (Nowak, 1924), warstwy beloweskie (Paul, 1869; Świdziński, 1953), warstwy hieroglifytowe (Paul, Tietze, 1877), a w strefie przypienięskiej – warstwy podmagurskie (Książkiewicz, 1935)
Ogniwo piaskowca z Piwnicznej	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	400–1500	jednostka magurska, Beskid Sądecki, Gorce, Małe Pieniny	piaskowce z Piwnicznej wyróżniła Ostrowicka (1966, 1979; zob. Birkenmajer, 1985, 1986)	w dolinie Popradu ogniwo rozpoczyna się zwykle zlepieńcami, piaskowcami gruboławicowymi oraz żwirowcami ilastymi, odpornymi na wietrzenie („warstwa” z Marszałka: Alexandrowicz, Kutyba, 1979; Alexandrowicz i in., 1984); wyżej występują piaskowce gruboławicowe (ok. 25 m), złożone z warstw o miaższości 0,7–1,5 m, czasami o charakterze piaskowców zlepieńcowatych, zwykle średnio- i drobnoziarniste, często masywne, bezstrukturalne; częste są przewarstwienia cienkoławicowych turbidytów; piaskowce złożone z kwarcu, skałami, muskowiłowi i litoklastów, ich spoiwo jest ilasto-wapniste lub ilaste; w skład żwirowców ilastych wchodzi materiał egzocentryczny; granica dolna ogniwa to przejście do cienkoławicowego fliszu formacji z Zarzeczca lub formacji szczawnickiej; granica górna przebiega w miejscu pojawienia się pierwszej warstwy łupków pstrych ogniwa łupków z Mniszka	dolny–górnny eocen	odpowiednikiem ogniwa są piaskowce magurskie w pienięskim pasie skałkowym i strefie perypienińskiej (zob. Birkenmajer, Oszczypko, 1989)
Ogniwo margli z Leluchowa	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	4	podjednostka krynicka w płaszczynie magurskiej; podjednostka gorlicka (= Racy) k. Nowego Sącza	typowy profil opisany przez Świdzińskiego (1961); Oszczypko (1973, 1985)	margle, czerwone w części dolnej, zielonoszare w części górnej; ponadto margle szare i oliwkowozielone; w spagu ogniwa granicy z masywnymi piaskowcami ogniwa piaskowca popradzkiego; górną granicę stanowi spąg łupków typu menilitowego należących do ogniwa łupków ze Smereczka	górnny eocen–oligocen	nieformalnymi odpowiednikami ogniwa są margle podmenilitowe z <i>Globigerina</i> (Bieda i in., 1963; Olszewska, 1984a, b), łupki pstre z Niemcowej (Alexandrowicz i in., 1984)
Ogniwo łupków ze Smereczka	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	3	jednostka magurska w okolicach Leluchowa	łupki typu menilitowego w obrębie formacji malcowskiej w jednostce magurskiej opisali Świdziński (1934, 1961) i Książkiewicz, Lesko (1959)	czarne lub brązowe łupki bitumiczne, czasami krzemionkowe, z cienkimi warstwami czerwymi i dwoma przewarstwieniami tuflitów, a ponadto z półmetrowym przewarstwieniem piaskowca o uziarnieniu frakcyjnym; granica dolna ogniwa to wyraźny kontakt z zielonymi marglami ogniwa margli leluchońskich; granica górna – przejście do cienkoławicowych piaskowców formacji malcowskiej	dolny oligocen	łupki menilitowe Karpat zewnętrznych (Bieda i in., 1963)
Ogniwo krynickie	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	200–500	północna część podjednostki krynickiej (jednostka magurska)	piaskowce i zlepieńce z Krynicy wyróżniono przez Świdzińskiego (1953, 1972) w obrębie warstw beloweskich podjednostki krynickiej; analogiczne utwory wyróżniono w warstwach hieroglifytowych i w warstwach przejściowych (zob. Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	gruboławicowe zlepieńce, żwirowce ilaste i piaskowce gruboławicowe, przewarstwione cienkimi zespolami cienkoławicowych turbidytów zielonoszarych; pojedyncze lawice żwirowców ilastych, miaższości 1–6 m, często zaburzone osuwiskami podmorskimi, złożone z otoczkami egzocentrycznych, zwykle do 10 cm średnicy; piaskowce zlepieńcowate oraz gruboziarniste występują jako pojedyncze warstwy o miaższości do kilkunastu metrów; granica dolna ogniwa jest ostra i przebiega w spagu osadów gruboklastycznych leżących na cienkoławicowych turbidytach formacji z Zarzeczca; granica górna – stopniowe przejście w cienko ulawione turbidyty formacji z Zarzeczca	dolny eocen	nieformalny odpowiednik to piaskowce i zlepieńce z Krynicy (Świdziński, 1953)

TAB. 4. cd.

Nazwa	Kreator	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facje i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Ogniwio zlatniańskie	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	20–70	pieniński pas skałkowy	warstwy zlatniańskie (Birkenmajer, 1954) zostały przemianowane na ogniwio zlatniańskie (Birkenmajer, Dudziak, 1988a, b)	piaskowce średnio- i gruboziarniste, wapienste, z warstwami łupków i drobnych zlepieńców; w pakietach zlepieńcowych i grubopiaszczystych liczna fauna dużych otwornic (<i>Operculina</i> , <i>Nummulites</i> , <i>Assilina granulosa</i>); granica dolna transgresywna – jest to wyraźna niezgodność kątowa między sfałdowanymi sukcesjami skałkowymi w pienińskim pasie skałkowym a utworami ogniwia; granica górna – stopniowe przejście do utworów piaszczysto-mulowcowo-marglistych formacji z Zarzecza	górnym paleocenu – dolny eocen	ogniwo dobrze rozwinięte, lecz słabo odsłonięte
Ogniwio zyczanowskie	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	60–300	jednostka magurska	piaskowce i zlepieńce z Zyczanowa (Oszczypko, 1979) oraz piaskowce i zlepieńce krynickie (Chrzastowski, Ostrowicka, 1978)	kompleksy zlepieńcowo-piaskowcowe typu piaskowców magurskich, tkwiące wśród cienko- i średnioławicowych turbidytów typu szczawnickiego; grubość kompleksów zlepieńcowo-piaskowcowych wynosi ok. 40 m, natomiast zespoły turbidytowe nie przekraczają 20 m; granica dolna ogniwia (ostra) przebiega w spągu piaskowców zlepieńcowatych, leżących na cienko- i średnioławicowych turbidytach formacji szczawnickiej; granica górna – przejście piaskowców zlepieńcowatych ogniwia w wyżej leżące cienko- i średnioławicowe turbidyty formacji szczawnickiej	paleocenu – dolny eocen	prawdopodobny odpowiednik ogniwia w rejonie Ochotnicy Górnej (Gorce) to gruboławicowe piaskowce mikowe wyróżnione przez Sikorę i Żytko (1968) w obrębie „warstw incoceramowych”; podjednostkę sądeckiej (= Bystricy) oraz gorlickiej (= Racy) odpowiednikiem ogniwia są gruboławicowe piaskowce górnej części „warstw incoceramowych” (warstwy ropianieckie)

TAB. 5. cd.

Nazwa (kreator)	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facje i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Warstwy szafarskie (Gołąb, 1959; Watycha, 1959)	do 780 (Watycha, 1959), z czego odsłania się ok. 540 (Mastella i in., 1977); w wierceniu w Poroniu mniej niż 200 (Chowaniec i in., 1997)	występują na znacznym obszarze w północnej części niecki podhalańskiej, zarówno na powierzchni, jak i pod młodszymi jednostkami litostratygicznymi; ku południowi wyklinowują się; echem ich sedymentacji w warstwach zakopiańskich dolnych mogą być piaskowce z Koziańca	początkowo nazywane warstwami maruszyńskimi (zob. Gołąb, 1959); charakterystykę przedstawił: Watycha (1959, 1976, 1977); Krysiak (1976); Mastella i in. (1977); Ozimkowski (1978); Roniewicz (1979, 1997); Dudziak (1983, 1986); Westwalewicz-Mogilska (1986); Kępińska (1997); Chowaniec, Kępińska (2003) oraz Cieszkowski i in. (2009)	łupki margliste z piaskowcami i ławicami zlepieńców, występujące w dolnej części fliszu podhalańskiego, przylegające do pienińskiego pasa skałkowego; warstwy szafarskie są podzielone na trzy części, w części dolnej piaskowce przeważają nad mulowcami, a wyżej dominują, towarzyszą im czasem zlepieńce; w części środkowej łupki mulowcowe przeważają nad średnio- i cienkoławicowymi, laminowanymi piaskowcami drobnoziarnistymi; w części górnej dominują średnio- i gruboławicowe piaskowce wapienste, często amalgamowane, o zróżnicowanym uziarnieniu, z podwyższoną ilością detrytus roślinnego; piaskowcom nierazko towarzyszą zlepieńce; warstwy szafarskie reprezentują typ sedymentacji fliszowej proksymalnej, w przeciwieństwie do wyżej leżących w profilu warstw zakopiańskich i chocholowskich, gdzie pełne sekwencje turbidytowe są mniej liczne (Krysiak, 1976)	dolną część utworów profilu wiertniczego Bańska IG 1 zaliczono do górnego eocenu; oligoceni (NP24) wiek środkowej i górnej części warstw szafarskich potwierdzają badania nanoplanktonu wapiennego (Garecka, 2005); w dolnej części warstw szafarskich Garecka (2005) stwierdziła że zostały zespół nanoplanktonu być może poziomu NP23 lub górnej części NP22; wg Gedla (2000b) – dolny (ale nie najniższy) oligocen	na Słowacji odpowiednikiem jest formacja szambrońska (<i>Šambron Formation</i>) (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Sołták, 1998b; Sołták i in., 2001, 2007; Silva i in., 2004), datowana na środkowy i górny eocen–dolny oligocen; występujące w ich obrębie na Orawie ogniwio pucońskie (<i>Pucov Member</i>), złożone z piaskowców i zlepieńców, jest datowane na podstawie zespołów otwornic i dinocyst na górnym eocenu (Sołták i in., 2007); w nadkładzie ogniwia pucońskiego (Sołták i in., 2007) występują margle globigerinowe, a nad nimi utwory dolnego oligocenu z ciemnymi łupkami typu warstw menilitowych, miejscami z rogowcami, warstwami tuffitów i poziomem laminowanych wapieni typu wapieni tyławskich, wyżej – warstwy huciańskie (<i>Huty Formation</i>)
Warstwy zakopiańskie (Gołąb, 1947)	ok. 1200–1700, ok. 1000 w Zakopanem (Roniewicz, 1997)	w skrzydle północnym niecki podhalańskiej brak niższej, łupkowej części warstw zakopiańskich dolnych	charakterystykę przedstawił: Radomski (1958); Gołąb (1959); Watycha (1959, 1976); Malecka (1973); Mastella i in. (1977); Ozimkowski (1978); Dudziak (1983); Westwalewicz-Mogilska (1986); Kępińska (1997); Chowaniec, Kępińska (2003) oraz Cieszkowski i in. (2009)	łupki margliste popielate i czarne z <i>Meletta</i> (określane w dawnej literaturze jako „łupki menilitowe”), z soczewkami zlepieńców i pojedynczych ławic piaskowców oraz dolomitów żelazistych; w górnej części warstw zakopiańskich występują piaskowce średnioławicowe, mikowe, drobnoziarniste, lokalnie wapienste, ze zwęgloną siecią roślinną; Gołąb (1959) wyróżnił pięć poziomów litologicznych: łupki typu łupków menilitowych z piaskowcami spagowymi, dolne łupki zakopiańskie z dolomitami, przedzielone gruboławicowymi piaskowcami z Koziańca (będące na zachodnim Podhalu lokalnym poziomem korelacyjnym – Sokolowski, 1973), łupki piaszczyste, górne łupki zakopiańskie, piaskowce średnioławicowe; w północnej części obszaru, przede wszystkim przy pasie skałkowym, facja jest bardziej zlepieńcowa, łupki niekiedy zmieniają się w piaskowce łupkowe	górnym eocenu (na podstawie dużych otwornic – Bieda, 1948, 1959) lub górnym eocen–dolnym oligocenu (na podstawie nanoplanktonu wapiennego – Dudziak, 1983, 1984); małe otwornice (Blaicher, 1973; Olszewska, Wieczorek, 1998), dinocysty (Gedl, 1998, 1999, 2000b) i nanoplankton wapienny (Garecka, 2005; Oszczypko-Clowes, inf. ustna w: Cieszkowski i in., 2009) wskazują na dolny i górny oligocen	na Słowacji warstwy te noszą nazwę formacji huciańskiej (<i>Huty Formation</i>), a jej wiek na podstawie zespołów otwornic i nanoplanktonu wapiennego określono na środkowy eocen–dolny oligocen (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Sołták, 1998b; Janočko, 2000; Sołták i in., 2001, 2007; Silva i in., 2004); w dolnej części tych warstw na Spiszu występuje kompleks gruboklastycznych piaskowców i zlepieńców z Tokarni; zdaniem Gedla (1998) warstwy zakopiańskie są diachroniczne – ich sedymentacja w przytatrzańskim strefie zaczęła się wcześniej na wschodnim Podhalu, a później na zachodnim
Warstwy chocholowskie (Gołąb, 1947)	kilkaset do 1600 w profilu Ostrysza	środkowa część niecki podhalańskiej	charakterystykę przedstawił: Radomski (1958); Gołąb (1959); Watycha (1959, 1976, 1977); Malecka (1973); Ozimkowski (1978); Dudziak (1986); Westwalewicz-Mogilska (1986); Kępińska (1997); Chowaniec, Kępińska (2003) oraz Cieszkowski i in. (2009)	piaskowce drobno- i średnioziarniste, cienkoławicowe, łupki margliste i ilaste oraz pojedyncze soczewy zlepieńców; Gołąb (1959) w obrębie serii chocholowskiej wyróżnił osiem poziomów litologicznych: poziom piaskowców podstawowych ze zlepieńcami, dolny poziom łupkowy, górny poziom piaskowcowy ze zlepieńcami, dolny poziom łupkowo-piaskowcowy, poziom ilów piaszczystych z pseudogęzgotykami, górny poziom łupkowo-piaskowcowy, łupki z gruboławicowymi piaskowcami, górny poziom łupkowy; we wschodniej części Podhala i na Spiszu piaskowcowo-łupkowa facja warstw chocholowskich górnych jest zastąpiona przez fację bardziej łupkową – liczące kilkaset metrów miąższości warstwy z Brzegów (Watycha, 1959)	wiek początkowo oceniany na dolny oligocen (Bieda, 1959, 1963; Dudziak, 1986); obecnie na podstawie dinocyst określany jako górna część dolnego oligocenu (rupel; Gedl, 2000b), a na podstawie otwornic (Olszewska, Wieczorek, 1998) oraz nanoplanktonu wapiennego (Garecka, 2005) na górny rupel–szat	warstwy chocholowskie są na Słowacji nazywane formacją zuberecką (<i>Zuberec Formation</i>) (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Sołták, 1998b; Sołták i in., 2001, 2007; Silva i in., 2004) o wieku górnooligoceni (Sołták i in., 2001, 2007) lub górnooligoceni (Silva i in., 2004); warstwy z Brzegów wydzielane na obszarze Spiskiej Magury w rejonie Jaworzyny Tatrzańskiej to dystalna facja formacji białopotockiej (<i>Biely Potok Formation</i>) (Silva i in., 2004)
Warstwy ostryskie (Gołąb, 1947)	ok. 300	góra Ostrysz w zachodniej części Podhala	charakterystykę przedstawił: Gołąb (1959); Watycha (1977); Dudziak (1986) i Cieszkowski i in. (2009)	piaskowce drobno- i średnioziarniste, gruboławicowe (do kilku metrów miąższości), także z niewielkim udziałem zlepieńców i rzadkimi przewarstwieniami łupków ilastych i marglistych; w piaskowcach wyraźne struktury spływowe, toczące ilaste oraz drobne warstwy węgla; Gołąb (1959) wyróżnił trzy poziomy: piaskowce podstawowe, łupki ostryskie, dolne i górne piaskowce gruboziarniste	oligocen–najniższy miocen; Dudziak (1986) zaliczył warstwy ostryskie do dolnego oligocenu, natomiast Gedl (1998, 1999) do górnego oligocenu (najwyższy szat); Garecka (2005) stwierdziła nanoplankton najniższego miocenu (poziom NN1), chociaż niższa część może reprezentować oligocen	na Słowacji warstwy ostryskie są korelowane z formacją białopotocką (<i>Biely Potok Formation</i>) (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Sołták i in., 2007); zespoły nanoplanktonu i otwornic z formacji białopotockiej wskazują na najwyższy oligocen–dolny miocen, być może do poziomu NN2 (Sołták, 1998a, b)

TAB. 5. Schemat litostratygiczny paleocenu Podhala

Nazwa (kreator)	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facje i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Eocen tatrzański (Kuzniar, 1908), eocen numulitowy (Sokolowski, 1959)	bardzo zmienna (od kilku do ok. 320; największa miąższość w niektórych profilach przy południowej granicy niecki podhalańskiej)	odsłania się wzdłuż prawie całej południowej krawędzi niecki podhalańskiej na brzegu Tatr; stwierdzony prawie we wszystkich wierceniach w obrębie niecki podhalańskiej (Wieczorek, Barbacki, 1997; Olszewska, Wieczorek, 1998); izolowane płyty zalegają na jednostce reglowej dolnej w strefie reglowej Tatr	przedmiot badań począwszy od XIX w. (m.in.: Uhlig, 1897; Kuzniar, 1908, 1910, 1911; Bieda, 1963; Szafer, 1958; Passendorfer, 1959; Sokolowski, 1959; Passendorfer, Roniewicz, 1963; Bałowski, 1967; Roniewicz, 1969; Blaicher, 1973; Kulka, 1984, 1985; Kępińska, 1997; Olszewska, Wieczorek, 1998; Bartholdy i in., 1999; Olszewska, 2009; Worobiec i in., 2015)	utwory eocenu tatrzańskiego wykazują dużą pionową i poziomą zmienność fauną (Passendorfer, 1959; Sokolowski, 1959; Roniewicz, 1969); profil rozpoczynają zwykle różnorodne zlepieńce (o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 150 m – Machaniec i in., 2009); w Dolinie Suchej Wody w obrębie zlepieńców występuje warstwa tuffitu (70 cm; Glazek i in., 1998); w dolnej części czerwone zlepieńce (Wyczółkowski, 1956) o miąższości ok. 50 m, a wyżej – szare (o miąższości ponad 50 m); ku górze przechodzą w dolomity detrytyczne (ok. 90–120 m), a te w wapienie dolomityczne z numulitami (od kilku do 80 m) o charakterze biokalkarenitów, z lokalnie występującymi cienkimi zlepieńcami („górne zlepieńce” – Passendorfer, Roniewicz, 1963) i marglami z glaukonitem (Turnau-Morawska, Lindner, 1959); w stropie kompleksu dolnego są utwory (ok. 60 m) zawierające florę lądową, które wyjątkowo występują wśród zlepieńców z dolomitami; utworem pośrednim między zespołem dolnym a górnym jest ogniwio zlepieńcowo-wapienne; górny zespół składa się z wapieni numulitowych z litotami lub z wapieni głównie organodetrytycznych (ok. 30 m); najwyższą część kompleksu numulitowego to zlepieńce i brekcje stropowe	lutet–dolny priabon (głównie barton–dolny priabon – Olszewska, Wieczorek, 1998; Bartholdy i in., 1999)	na Słowacji eocen numulitowy jest określane jako formacja borowska (<i>Borove Formation</i>) (Gross i in., 1984, 1993; Sołták, 1998a; Sołták i in., 2001, 2007; Silva i in., 2004), jej wiek to wyższy środkowy i górny eocen (barton–priabon; Janočko, 2000); Cieszkowski i in. (2009) nie wykluczyli możliwości, że na Podhalu sedymentacja eocenu numulitowego trwała do wczesnego oligocenu z uwagi na obecność w warstwach zakopiańskich tuż nad eocenem numulitowym zespołu nanoplanktonu wapiennego NP24 (Garecka, 2005; Oszczypko-Clowes, inf. ustna w: Cieszkowski i in., 2009), typowego dla przelomu oligocenu wczesnego i późnego
Mulowce margliste, szare margle – margle globigerinowe i łupki pstre (Cieszkowski i in., 2009)	ok. 200	w północnej części niecki podhalańskiej, m.in. w otworze Bańska IG 1 (por. Gedl, Garecka, 2008); także w południowej części niecki w obrębie eocenu numulitowego	notowane w utworach eocenu numulitowego (np. Alexandrowicz, Geroch, 1963; Blaicher, 1973; Sokolowski, 1973; Olszewska, Wieczorek, 1998)	szare masywne mulowce margliste i margle będące facją przejściową między węglanowymi osadami eocenu numulitowego a typowym filiszem wyższych jednostek litostratygicznych paleocenu podhalańskiego; litologicznie podobne do najniższej części warstw zakopiańskich dolnych odsłoniętych u podnóża Tatr, które jednak są oligoceni (Garecka, 2005); nad marglami w profilu otworu Bańska IG 1 występuje kilkumetrowy poziom czerwono-zielonych łupków pstrych z zespołem otwornic typowym dla wyższego późnego eocenu (Cieszkowski w: Cieszkowski i in., 2009)	górnym eocenu (Alexandrowicz, Geroch, 1963; Blaicher, 1973); wg Olszewskiej i Wieczorka (1998) – barton–dolny priabon, a zdaniem Bartholdy’ego i in. (1999) – priabon	na Słowacji szare margle są opisane jako margle globigerinowe (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Sołták, 1998b; Sołták i in., 2001, 2007) z uwagi na obfitość otwornic planktonicznych; z wyjątkiem margli opisanych przez Sokolowskiego (1973) i Blaicher (1973) z wiercenia Zakopane IG 1, różnią się one od jasnych margli globigerinowych typowych dla Karpat zewnętrznych
Filisz podhalański (Limanowski, 1905 używał pojęcia „filisz podhalski”)	2500–4000	niecka podhalańska	przedmiot badań wielu pokoleń geologów (m.in.: Kuzniar, 1910; Gołąb, 1947, 1959; Radomski, 1958; Watycha, 1959, 1976, 1977; Halicki, 1959; Sokolowski, 1973; Wieser, 1973; Malecka, 1973; Roniewicz, Piętkowski, 1977; Roniewicz, 1979; Krawczyk, 1980; Piętkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986; Wieczorek, 1989; Kępińska, 1997; Chowaniec, Kępińska, 2003; Krobicki, 2008; Cieszkowski i in., 2009; Filippek i in., 2017)	we fliszu podhalańskim, cechującym się stosunkowo małą różnorodnością litologiczną, na podstawie zmian proporcji piaskowców do łupków oraz grubości utworów przez nie ławic wyróżniono cztery jednostki litostratygiczne: warstwy szafarskie, zakopiańskie, chocholowskie oraz ostryskie (Gołąb, 1947, 1959; Watycha, 1959); miąższość fliszu w najgłębszej części niecki podhalańskiej dochodzi do 3000 m (Cieszkowski i in., 2009)	zasadnicza część osadów fliszu podhalańskiego była zdeponowana w oligocenie (Blaicher, 1973; Gedl, 2000b; Olszewska, Wieczorek, 1998; Garecka, 2005)	na słowackiej Orawie odpowiednikiem jest grupa podtatrzańska – <i>Podtatrská Group</i> (Gross i in., 1984, 1993)

Magmatyzm

Barbara Słodkowska

Paleogeńskie i młodsze skały wulkaniczne (bazalty) oraz piroklastyki tworzą dolnośląską formację bazaltową, która występuje od granicy państwa na zachodzie po Górę Św. Anny na wschodzie (fig. 29).

Dolnośląskie kenozoiczne skały wulkaniczne stanowią wschodnią część środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej, o długości prawie 700 km, leżącej na północnym przedpolu alpidów europejskich (Cwojdzński, Jodłowski, 1982) lub marginalną część rozległej strefy ryftowej, ciągnącej się od Masywu Centralnego we Francji, poprzez dolinę Renu w Niemczech i dolinę Ohrzy (Ohřy, Egeru) w Czechach aż do Polski (Kopecký, 1966, 1978). Na Dolnym Śląsku wyróżnia się kilka głównych centrów, w których występuje koncentracja wystąpień skał wulkanicznych. Na obszarze Czech zaznacza się strefa wulkaniczna ryftu Ohrzy, a jej przedłużeniem ku NE na terenie Polski i Niemiec jest obszar niecki żyławskiej, tj. ryftu Żytawa–Bogatynia (Alibert i in., 1987). W pobliżu ram niecki żyławskiej, w profilu otworu Opolno Zdrój PIG 1, występują skały osadowe deponowane w środowisku lądowym, wykazujące synsedymacyjną aktywność tektoniczną, oraz osady piroklastyczne/wulkanogeniczne związane z aktywnością wulkaniczną, zaznaczającą się powszechnie w obrębie ryftu Ohrzy. Wyniki datowania wieku bezwzględnych skał formacji wulkanicznej, wykonane metodą potasowo-argonową, definiują jej wiek na 24,9–32,7 mln lat, zatem utwory te powstały nie wcześniej niż w późnym oligocenie (Kasiński i in., 2015).

Większość znanych wystąpień bazaltu znajduje się na bloku przed-sudeckim, przy krawędzi Sudetów Środkowych oraz w zachodniej części Sudetów. Na bloku przedsudeckim grupują się one w rejonie

Jawora, Legnicy i Złotoryi oraz Niemczy, Kowalskich–Żelowic, Targowicy oraz Ziębic. Bazalty znajdują się po obu stronach morfotektonicznej krawędzi Sudetów Środkowych. W zachodniej części Sudetów liczne wystąpienia bazaltów są związane z północną częścią rowu Ohrzy przecinającego z SW na NE Masyw Czeski (Badura i in., 2006).

Oprócz skał magmowych w skład dolnośląskiej formacji bazaltowej wchodzi również związane z wulkanizmem utwory piroklastyczne: brekieje wulkaniczne, tufy i tufty. Wystąpienia skał wulkanicznych SW Polski mają związek z przebiegiem głębokich rozłamów skorupy ziemskiej i tworzą zwykle „plamowe” koncentracje (Cwojdzński, Jodłowski, 1982; Dyjor, Kościółko, 1986). Na obszarze Dolnego Śląska wyróżnia się trzy rejony koncentracji skał bazaltowych: Żytawa–Zgorzelec–Lubań, Legnica–Jawor–Złotoryja i Strzelin–Ziębice.

Z badań magnetycznych i grawimetrycznych wynika, że z występowaniem bazaltów kenozoicznych na Dolnym Śląsku są związane także tzw. anomalie bazaltowe. Mogą one wskazywać na stosunkowo płytkie występowanie w skorupie ziemskiej, a nawet w pokrywie osadowej, skał wulkanicznych o znacznie większym zasięgu niż te, które ukazują się na powierzchni (Cwojdzński, Jodłowski, 1982; Badura, Przybylski, 2004; Badura i in., 2004). Żył bazaltowe, stanowiące najczęściej spotykaną formę kenozoicznych skał wulkanicznych, osiągają średnicę od kilku do kilkudziesięciu metrów. Towarzystwo im tufy i brekieje wulkaniczne zachowały się jedynie fragmentarycznie, w większości ulegały wietrzeniu, erozji i denudacji. Wylewy lawowe występują szczególnie często w SW części Dolnego Śląska. Pokrywy lawowe zalegają płasko lub wypełniają

depresej podłoża (Jerzmański, Maciejewski, 1968). Miąższość pokrywy lawowych waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Stratygraficzną pozycję bazaltów dolnośląskich wiązano od dawna z paleogenem (fig. 30), a zwłaszcza z neogenem, opierając się na ich stosunku do innych osadów kenozoicznych. Według badań Panasiuka (1986) datowania wieku bezwzględnego bazaltów metodą K-Ar pozwoliły na ustalenie, że w niecce żyławskiej najstarsza faza wulkanizmu nastąpiła 41 mln lat temu, co zaznaczyło się wylewami law typu nefelinitów oliwinowych. Młodsza faza (30–31 mln lat temu) charakteryzowała się wylewami law trachitowych.

Literatura

Abdel-Gawad G.I., 1986. Maastrichtian non-cephalopod mollusks (Scaphopoda, Gastropoda and Bivalvia) of the Middle Vistula valley, central Poland. Acta Geologica Polonica, 36: 69–224.

Albers H.J., 1981. Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 29: 483–503.

Alexandrowicz S.W., 1969. Utwory paleoenu w południowej części Wyżyny Krawkowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 39: 681–696.

Alexandrowicz S.W., Geroch S., 1963. Zespół małych otwornic w eocenie tatrzańskim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 219–228.

Alexandrowicz S.W., Kutyla J., 1979. Litostratygraficzne poziomy korelacyjne w serii magurskiej między Krościenkiem a Jaworkami. Kwartalnik Geologiczny, 23: 502–503.

Alexandrowicz S.W., Cieszkowski M., Golonka J., Kutyla J., Oszczytko N., Paul Z., 1984. Stratygrafia strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej w polskich Karpatach zewnętrznych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 340: 23–39.

Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.L., 1987. Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. Lithos, 20: 311–321.

Badura J., Przybylski B., 2004. Dolnośląska formacja bazaltowa. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 161–168. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Badura J., Pęciskay Z., Przybylski B., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., 2004. Petrology and age of basalts in the Sudetic Marginal Fault zone, SW Poland. W: VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał”: 1–8.

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

Barski M., Bojanowski M., 2010. Organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to recognize carbonate concretions: an example from Oligocene flysch deposits of the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 61: 121–128.

Bartholdy J., Bellas S.M., Čosović V., Premec Fuček V., Keupp H., 1999. Process controlling Eocene mid-latitude larger foraminifera accumulations: modelling of the stratigraphic architecture of a fore-arc basin (Podhale Basin, Poland). Geologica Carpathica, 50: 435–448.

Bąk K., 2004. Deep-water agglutinated foraminiferal changes across the Cretaceous/Tertiary and Paleocene/Eocene transitions in the deep flysch environment, eastern Outer Carpathians (Bieszczady Mts., Poland). Grzybowski Foundation Special Publication, 8: 1–56.

Bąk K., 2005. Foraminiferal biostratigraphy of the Egerian flysch sediments in the Silesian Nappe, Outer Carpathians, Polish part of the Bieszczady Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 71–93.

Bąk K., Bąk M., Geroch S., Manecki M., 1997. Biostratigraphy and paleoenvironmental analysis of benthic foraminifera and radiolarians in Paleogene Variegated Shales in the Skole Unit, Polish Flysch Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 135–154.

Bąk M., 1995. Eocene Radiolaria from the deposits of the Skole Nappe near Rzeszów, Polish Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 43: 143–152.

Bąkowski Z., 1967. Rośliny eoceneskie Tatr i Podhala, część 1. Prace Muzeum Ziemi, 10: 167–213.

Ber A., Krzyszkowski D., 2004. Glaciektonika wybranych obszarów Polski. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 408: 73–125.

Beyrich E., 1856. Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen, zur Erläuterung einer geologischen Übersichtskarte. Abhandlungen der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften. 27. Physikalische Klasse: 1–20.

Bieda F., 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 16: 1–52.

Bieda F., 1948. O nowych i mało znanych otwornicach z fliszu Karpat Polskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 18: 195–222.

Bieda F., 1955. Duże otwornice we fliszu karpackim. Przegląd Geologiczny, 3: 268–274.

Bieda F., 1959. Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 215–224.

Bieda F., 1963. Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 37.

Abdel-Gawad G.I., 1986. Maastrichtian non-cephalopod mollusks (Scaphopoda, Gastropoda and Bivalvia) of the Middle Vistula valley, central Poland. Acta Geologica Polonica, 36: 69–224.

Albers H.J., 1981. Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 29: 483–503.

Alexandrowicz S.W., 1969. Utwory paleoenu w południowej części Wyżyny Krawkowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 39: 681–696.

Alexandrowicz S.W., Geroch S., 1963. Zespół małych otwornic w eocenie tatrzańskim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 219–228.

Alexandrowicz S.W., Kutyla J., 1979. Litostratygraficzne poziomy korelacyjne w serii magurskiej między Krościenkiem a Jaworkami. Kwartalnik Geologiczny, 23: 502–503.

Alexandrowicz S.W., Cieszkowski M., Golonka J., Kutyla J., Oszczytko N., Paul Z., 1984. Stratygrafia strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej w polskich Karpatach zewnętrznych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 340: 23–39.

Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.L., 1987. Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. Lithos, 20: 311–321.

Badura J., Przybylski B., 2004. Dolnośląska formacja bazaltowa. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 161–168. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Badura J., Pęciskay Z., Przybylski B., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., 2004. Petrology and age of basalts in the Sudetic Marginal Fault zone, SW Poland. W: VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał”: 1–8.

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

Barski M., Bojanowski M., 2010. Organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to recognize carbonate concretions: an example from Oligocene flysch deposits of the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 61: 121–128.

Bartholdy J., Bellas S.M., Čosović V., Premec Fuček V., Keupp H., 1999. Process controlling Eocene mid-latitude larger foraminifera accumulations: modelling of the stratigraphic architecture of a fore-arc basin (Podhale Basin, Poland). Geologica Carpathica, 50: 435–448.

Bąk K., 2004. Deep-water agglutinated foraminiferal changes across the Cretaceous/Tertiary and Paleocene/Eocene transitions in the deep flysch environment, eastern Outer Carpathians (Bieszczady Mts., Poland). Grzybowski Foundation Special Publication, 8: 1–56.

Bąk K., 2005. Foraminiferal biostratigraphy of the Egerian flysch sediments in the Silesian Nappe, Outer Carpathians, Polish part of the Bieszczady Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 71–93.

Bąk K., Bąk M., Geroch S., Manecki M., 1997. Biostratigraphy and paleoenvironmental analysis of benthic foraminifera and radiolarians in Paleogene Variegated Shales in the Skole Unit, Polish Flysch Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 135–154.

Bąk M., 1995. Eocene Radiolaria from the deposits of the Skole Nappe near Rzeszów, Polish Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 43: 143–152.

Bąkowski Z., 1967. Rośliny eoceneskie Tatr i Podhala, część 1. Prace Muzeum Ziemi, 10: 167–213.

Ber A., Krzyszkowski D., 2004. Glaciektonika wybranych obszarów Polski. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 408: 73–125.

Beyrich E., 1856. Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen, zur Erläuterung einer geologischen Übersichtskarte. Abhandlungen der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften. 27. Physikalische Klasse: 1–20.

Bieda F., 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 16: 1–52.

Bieda F., 1948. O nowych i mało znanych otwornicach z fliszu Karpat Polskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 18: 195–222.

Bieda F., 1955. Duże otwornice we fliszu karpackim. Przegląd Geologiczny, 3: 268–274.

Bieda F., 1959. Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 215–224.

Bieda F., 1963. Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 37.

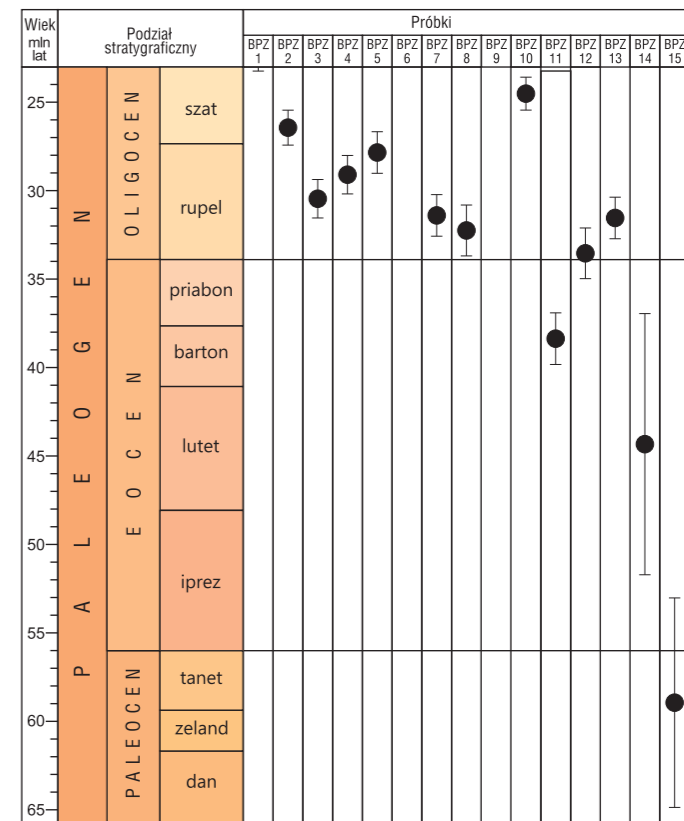


FIG. 30. Wiek datowanych bazaltoidów Dolnego Śląska na tle podziału stratygraficznego (wg Badury i in., 2006)

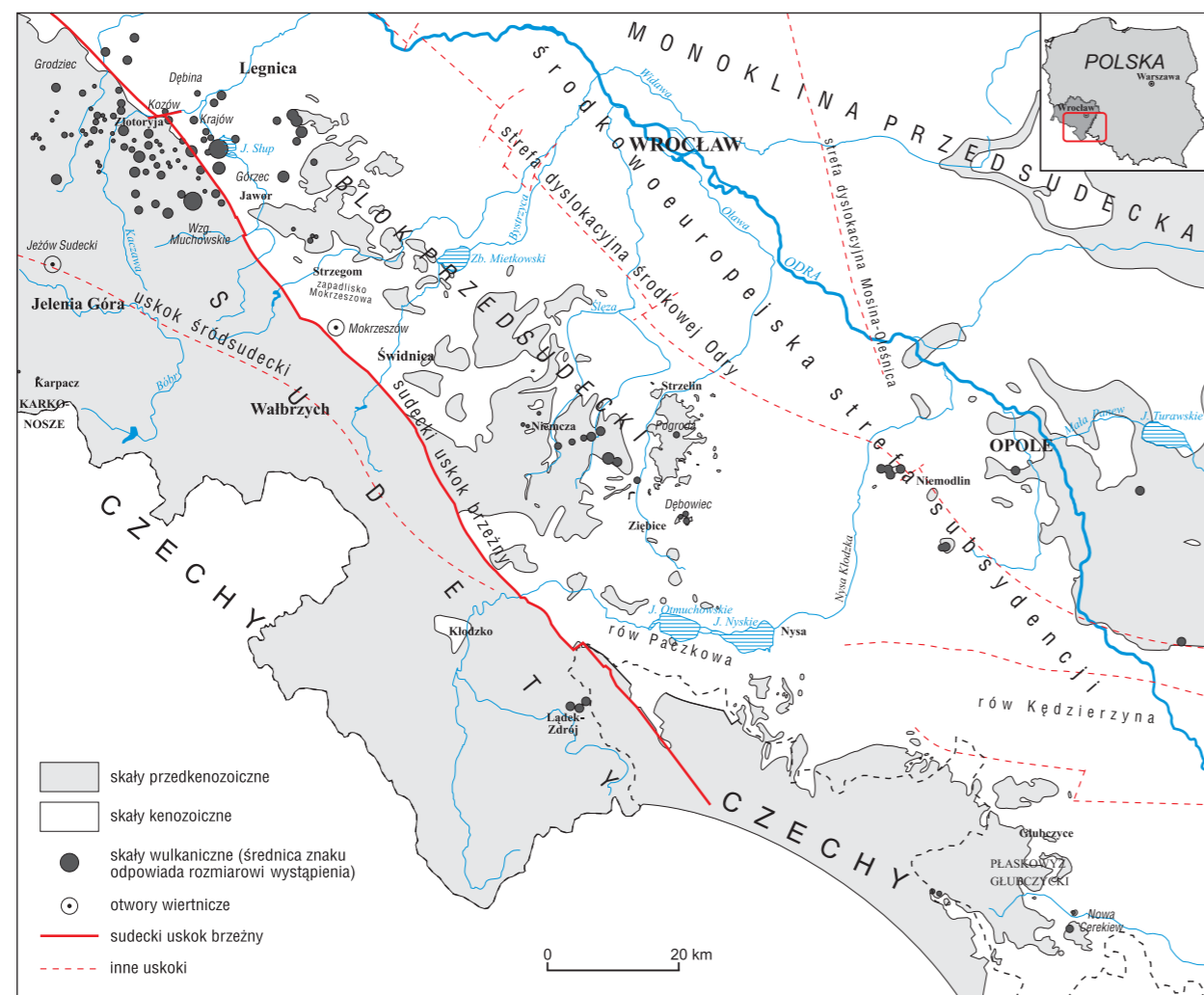


FIG. 29. Występowanie kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich (Badura i in., 2006)

- Bromowicz J., 1992. Basen sedymentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. *Zeszyty Naukowe AGH nr 1485, Geologia*, 54.
- Bula Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81: 221–239.
- Buraczyński J., 1997. Roztocze. Budowa, rzeźba, krajobraz. UMCS, Lublin.
- Buraczyński J., 2013. Rozwój rzeźby Roztocza. UMCS, Lublin.
- Buraczyński J., Krzowski Z., 1994. Middle Eocene in the Solokija graben on Roztocze Upland. *Geological Quarterly*, 38: 739–758.
- Buraczyński J., Rzechowska J., 1998. Eocen Roztocza. *W: 69 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 51–61*.
- Burtan J., 1956. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wieliczka. Inst. Geol., Warszawa.
- Burtan J., Sokolowski S., 1956. Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 4: 457–458.
- Burtan J., Cieszkowski M., Ślącza A., Zuchiewicz W., 1993. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 1018 – Męcina (M-34-78-C). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Chowaniec J., 1989. Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem a Białym Dunajcem. CAG, Warszawa [rozpr. doktor.].
- Chowaniec J., Kępińska B., 2003. Podhale geothermal system – selected issues. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Monographic Volume*, 28: 13–23.
- Chowaniec J., Małecka D., Poprawa D., 1997. Trasa B-1, Zakopane-Antałówka-Furmanowa-Białe Dunajec-Bańska-Dębno-Nidzica. *W: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 141–164*.
- Chrzastowski J., Ostrowicka H., 1978. Budowa geologiczna i surowce mineralne regionu muszyńskiego. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, D VI, Prace Historyczne*, 60: 12–44.
- Chrzastowski J., Niescieruk P., Wójcik A., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Muszyna (1052). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieszkowski M., 1979. Warstwy z Kowańca w podjednostce krynickiej płaszczowiny magurskiej – nowa definicja. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 501–502.
- Cieszkowski M., Waśkowska-Oliwa A., 2001. Skawce Sandstone Member – a new lithostratigraphic unit of the Łabowa Shale Formation (Paleocene–Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit) Polish Outer Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 49: 137–149.
- Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., Chrustek M., 2006. Budowa geologiczna rejonu Sucha Beskidzka–Swinna Poręba (polskie Karpaty fliszowe). *Geologia*, 32: 155–201.
- Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., Chodyń R., 2007. Type locality of the Mutne Sandstone Member of the Jaworzynka Formation, Western Outer Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 269–290.
- Cieszkowski M., Uchman A., Chowaniec J., 2009. Litostratygrafia sukcesji osadowej niecki podhalańskiej. *W: 79 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 29–40*.
- Cieszkowski M., Waśkowska A., Kaminski M.A., 2011. Deep-water agglutinated foraminifera in Paleogene hemipelagic sediments of the Magura Basin in the Sucha Beskidzka area – variegated shales of the Łabowa Shale Formation. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 17: 53–63.
- Ciszewska M., 1992. Malakofauna. *W: Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego: 25–26*.
- Ciuk E., 1967. Stratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 920–922.
- Ciuk E., 1970. Schematy litostratigraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 14: 754–771.
- Ciuk E., 1972. Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Przegląd Geologiczny*, 20: 498–502.
- Ciuk E., 1974. Schematy litostratigraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 281: 7–48.
- Ciuk E., Pożaryska K., 1982. On paleogeography of the Tertiary of the Polish Lowland. *Prace Muzeum Ziemi*, 35: 81–88.
- Cwojdzinski S., Jodłowski S., 1982. „Płamowe” koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 341: 203–222.
- Dudziak J., 1983. Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. I: Formacja zakopiańska dolin Białego Dunajca i Białki. *Studia Geologica Polonica*, 77: 56–81.
- Dudziak J., 1984. Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. II: Formacja zakopiańska dolin Małej Łąki, Potoku Białego i Suchej Wody. *Studia Geologica Polonica*, 83: 67–83.
- Dudziak J., 1986. Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. III: Formacje chocholowska i ostryska. *Studia Geologica Polonica*, 88: 157–174.
- Dyror S., Kościółko H., 1986. Rozwój wulkanizmu i zwietrzelin bazaltowych Dolnego Śląska. *Archiwum Mineralogiczne*, 41: 111–122.
- Dziedzic P., Matyasik I., Garecka M., Szydło A., 2016. Lower Oligocene Menilite Beds, Polish Outer Carpathians: supposed deep-sea flysch locally reinterpreted as shelfal, based on new sedimentological, micropalaeontological and organic-geochemical data. *Prace Instytutu Nafty i Gazu*, 213.
- Felisiak I., 1992. Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 173–207.
- Felisiak I., 2016. Fossil karst in the Jurassic of the Kościuszko Mound in Kraków (southern Poland): discussion. *Geological Quarterly*, 60: 253–255.
- Filipek A., Wysocka A., Barski M., 2017. Depositional setting of the Oligocene sequence of the Western Carpathians in the Polish Spisz region – a reinterpretation based on integrated palynofacies and sedimentological analyses. *Geological Quarterly*, 61: 859–876.
- Filipek A., Wysocka A., Barski M., 2018. "Depositional setting of the Oligocene sequence of the Western Carpathians in the Polish Spisz region – a reinterpretation based on integrated palynofacies and sedimentological analyses" – Reply. *Geological Quarterly*, 62: 751–754.
- Garecka M., 2005. Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene–Miocene, Inner Carpathian, Poland). *Studia Geologica Polonica*, 124: 353–369.
- Garecka M., 2008. Oligocene/Miocene boundary in the Polish Outer Carpathians based on calcareous nannoplankton. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 432: 1–54.
- Garecka M., 2012. Record of the changes in the Oligocene–Miocene sediments of the Menilite-Krosno series of the Skole unit based on calcareous nannoplankton studies – biostratigraphy and palaeogeographical implications (Polish Outer Carpathians). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 453: 1–22.
- Garecka M., Szydło A., 2015. Calcareous nanofossils and foraminifera from the youngest deposits of the Siary Zone (Oligocene, Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 205–219.
- Gaździcka E., 1994. Middle Eocene calcareous nanofossils from the Roztocze region (SE Poland) – their biostratigraphic and palaeogeographic significance. *Geological Quarterly*, 38: 727–738.
- Gaździcka E., 1996. Jura górna. Analiza basenów sedymentacyjnych na Niżu Polskim. *Basen mezozoiczny: 84–106*. CAG, Warszawa [nr 1589/95].
- Gedl P., 1995. Middle Eocene dinoflagellate cysts from the Rogoźnik section, Flysch Carpathians, Poland. *Acta Palaeobotanica*, 35: 195–231.
- Gedl P., 1998. Wiek fliszu podhalańskiego na podstawie dinocyst. *Przegląd Geologiczny*, 46: 45–46.
- Gedl P., 1999. The age of base of the Podhale Palaeogene Flysch (Inner Carpathians, Poland) based on dinocysts. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 41: 77–102.
- Gedl P., 2000a. Newly found marine Oligocene deposits in the Carpathian Foreland and its palaeogeographic consequences. *Slovak Geological Magazine*, 6: 155–157.
- Gedl P., 2000b. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part II. Summary and systematic descriptions. *Studia Geologica Polonica*, 117: 155–303.
- 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., 2013. Eocene dinoflagellate cysts from the Popiele beds at Koniusza (Skole Nappe, Flysch Carpathians, Poland): taxonomy, biostratigraphy, and palaeoenvironmental reconstruction of a marginal marine basin. *Studia Geologica Polonica*, 136: 1–197.
- Gedl P., 2014. Eocene dinoflagellate cysts from the Solokija Graben (Roztocze, SE Poland). *Geological Quarterly*, 58: 707–728.
- Gedl P., 2015. Dinoflagellate cysts from the Palaeogene of the Łukowa-4 borehole (Carpathian Foredeep, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 5: 285–308.
- Gedl P., 2018. "Depositional setting of the Oligocene sequence of the Western Carpathians in the Polish Spisz region – a reinterpretation based on integrated palynofacies and sedimentological analyses" – Discussion. *Geological Quarterly*, 62: 745–750.
- Gedl P., Garecka M., 2008. Middle-Late Eocene phytoplankton from marl intracasts (Podhale Paleogene, Inner Carpathians, Poland): biostratigraphic and paleoenvironmental implications. *Geologica Carpathica*, 59: 319–332.
- Gedl P., Worobiec E., Słodkowska B., 2016. Palynology of Lower Oligocene brown coal and lowermost Middle Miocene sand deposits from the Łukowa-4 borehole (Carpathian Foredeep, SE Poland): implications for palaeogeographical reconstructions. *Geological Quarterly*, 60: 943–958.
- Giel M.D., 1975. Występowanie otwornic ciepłolubnych w paleoceńskich osadach rejonu Kisielic. *Przegląd Geologiczny*, 23: 603–610.
- Giel M.D., 1981. Warm-water microfauna in the Paleocene in the Polish Lowlands. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 29: 91–97.
- Giel M.D., 1983. Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnego paleocenu w wierceni Goleniów IG-2. *Przegląd Geologiczny*, 31: 423–425.
- Girard H., 1855. Die norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichsel. G. Reimer, Berlin.
- Glocker E.F., 1843. Menilitschiefer in Mähren. *Amtlicher Bericht über die einundzwanzigste Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Gatz*, 139.
- Głazek J., Przybycin A., Sochaczewski A., 1998. Tuffit wśród zlepieńców górnocoeńskich Tatr i jego znaczenie stratygraficzne. *Przegląd Geologiczny*, 46: 622–630.
- Głuszynski A., Aleksandrowski P., 2016. Deep palaeovalley 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.
- Goblot H., 1928. O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4: 442–463.
- Golonka J., Waśkowska A., 2012. The Beloveža Formation of the Rača Unit in the Beskid Niski Mts. (Magura Nappe, Polish Flysch Carpathians) and adjacent parts of Slovakia and their equivalents in the western part of the Magura Nappe; remarks on the Beloveža Formation – Hieroglyphic Beds controversy. *Geological Quarterly*, 56: 821–832.
- Golonka J., Ślącza A., Waśkowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013. Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *W: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5': 11–61*.
- Gołąb J., 1947. Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 38: 39–46.
- Gołąb J., 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 225–237.
- Grabowska I., 1968. Paleogen w wierceni Szczecin IG-1 w świetle analizy sporowo-pyłkowej. *Kwartalnik Geologiczny*, 12: 155–166.
- Grabowska I., 1983. Palinoflora i plankton paleogeński z NW Polski. *Przegląd Geologiczny*, 31: 420–423.
- Grabowska I., 1996. Flora sporowo-pyłkowa. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 3a. Kenozoik. Trzeciorzęd (red. L. Malinowska, M. Piwocki): 395–431*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., 2020. *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier.
- Gramann F., Kockel F., 1988. Palaeogeographical, lithological, palaeoecological and palaeoclimatic development of the Northwest European Tertiary Basin. *The Northwest European Tertiary Basin. Geologisches Jahrbuch*, A100: 428–441.
- Gross P., Köhler E., Samuel O., 1984. Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geologické Práce, Správa*, 81: 83–117.
- Gross P., Köhler E., Mello J., Haško J., Halouzka R., Nagy A., 1993. Geológia južnej a východnej Oravy. *Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*.
- Grzybowski J., 1897. Mikroskopowe badania namulów wiertniczych z kopalń naftowych. 1. Pas potocki i okolica Krosna. 2. Uwagi ogólne. *Kosmos*, 22: 393–439.
- Gucik S., 1961. Poziom wapieni detrytycznych z Birczy w Karpatach przemyskich i jego znaczenie dla stratygrafii górnej kredy i paleocenu w regionie skibowym. *Kwartalnik Geologiczny*, 5: 669–683.
- Gucik S., 1963. Profil kredy dolnej z okolic Belwinów w Karpatach przemyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 7: 257–268.
- Gutowski J., Krzywiec P., Walaszczyk I., Pożaryski W., 2003. Od ekstensji do inwersji – zapis aktywności północno-wschodniej brzeżnej strefy uskokowej świętokrzyskiego segmentu bruzdy śródpolskiej w osadach jury górnej i kredy na podstawie interpretacji danych sejsmiki refleksyjnej. *Tomy Jurańskie*, 1: 124–125.
- Haczewski G., 1984. Korelacja lamin w chronohoryzontach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza (Karpaty Zewnętrzne). *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 675–688.
- Haczewski G., Bąk K., Kukula J., Mastella L., Rubinkiewicz J., 2016. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Ustrzyki Górne (1068). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Halicki B., 1959. Nowe opracowanie geologiczne Podhala. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 241–246.
- Hansen H.J., Rasmussen K.A., Gwóźdź R., Hansen J.M., Radwański A., 1989. The Cretaceous/Tertiary boundary in Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 39: 1–12.
- Hiltermann H., 1943. Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpathen. Öl und Kohle, 39: 745–755.
- Hinsch W., Jakubowski G., Janssen A., Janssen W., King C., 1988. Biostratigraphy. Molluscs. Benthic Molluscs (Pelecypods, Gastropods). The description of the interregional zonation (BM zones) and its correlation of the regional lithostratigraphy. *Geologisches Jahrbuch*, A100: 344–356.
- Hohenegger L., 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zur geognostischen Karte der Nordkarpathen. J.Perthes, Gotha.
- Janočko J. (red.), 2000. *Vysvetlivky geologickej mape Spišskej Magury, 1:500 000. ŠGÚDŠ, Bratislava*.
- Janssen A.W., King C., 1988. Planktonic molluscs (pteropods). *Geologisches Jahrbuch*, A100: 356–368.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly*, 53: 3–26.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2010. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform (reply). *Geological Quarterly*, 54: 99–102.
- Jaskowiak-Schoeniachowa M., Krassowska A., 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 177–198.
- Jentzsch A., 1897. Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen 1893-1895. *Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin*, 17: 1–125.
- Jerzmański A., Jucha S., 1963. Stanowisko ryb w łupkach jasielskich z Lubna koło Dynowa. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 33: 159–180.
- Jerzmański J., Maciejewski S., 1968. Tertiary basalts in Lower Silesia. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 106: 119–138.
- Jugowicz M., 1996. Biostratygrafia łupków jasielskich okolic Sanoka na podstawie nannoplanktonu wapiennego. *Przegląd Geologiczny*, 44: 1142–1144.
- Karnkowski P.H., Kasiński J.R., Słodkowska B., Czuryłowicz K., Żarski M., 2024. A new approach to analysing the origin and occurrence of amber-bearing deposits of the Upper Eocene, northern Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly*, 68, 26.
- 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 of the 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 of the International Symposium on Intermontane Basins – Geology and Resources: 353–373*.
- 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., 2016. Złoża bursztynu północnej Lubelszczyzny: historia poznania, budowa geologiczna, perspektywy. *W: Lubelski bursztyn. Znaleźiska, geologia, złoża, perspektywy (red. L. Gazda): 71–93*. Państwowa Wyższa Szkoła Zawodowa w Chełmie, Wydaw. M. Kraków.
- Kasiński J.R., Saternus A., 2010. Oligocieńskie węgle brunatne w nadkładzie wysadów solnych na Niżu Polskim. *W: 33. Sympozjum "Geologia formacji węglonośnych Polski": 21–33*.
- 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. Osady późnego neogenu na obszarze Niżu Polskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 209: 25–62.
- Kasiński J.R., Tolkanowicz E., 1999. Amber in the Northern Lublin Region, origin and occurrence. *W: Investigations into amber (red. B. Kosmowska-Ceranowicz, H. Paner): 41–51*. Muzeum Archeologiczne, Gdańsk.
- Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., 2009. Rola halokinezy w powstawaniu trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 57: 964–975.
- Kasiński J.R., Badura J., Pańczyk M., Pecskay Z., Saternus A., Słodkowska B., Urbański P., 2015. Osady paleogeńskie w polskiej części niecki żytańskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 295–324.
- Kasiński J. R., Kramarska R., Słodkowska B., Sivkov V., Piwocki M., 2020. Paleocene and Eocene deposits on the eastern margin of the Gulf of Gdańsk (Yantarny P-1 borehole, Kaliningrad region, Russia). *Geological Quarterly*, 64: 29–53.
- Katinas V., 1971. Yantar i yantarenosnye otlozheniya Yuzhnoy Pribaltiki. *Trudy Litovskogo Nauchnogo-Issledovatel'nogo Instituta*, 20: 1–150 (po rosyjsku).
- Kázmér M., Dunkl I., Frisch W., Kuhlemann J., Oszvárt P., 2003. The Palaeogene fore-arc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. *Journal of the Geological Society*, 160: 413–428.
- Kępińska B., 1997. Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. *Studia, Rozprawy, Monografie*, 48.
- Kępińska B., Pawlikowski M., Nagel J., 2000. Tufity biotytowe w eocenie otworu Białe Dunajec PAN-1 na Podhalu. *Przegląd Geologiczny*, 48: 1045–1052.
- 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.
- Kongiel R., 1935. *W sprawie wieku „siwaka” w okolicach Puław. Prace Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Wilnie*, 9: 171–227.
- Kopciowski R., Garecka M., 1996. Najmłodsze utwory strefy Siar – jednostki magurskiej. *Przegląd Geologiczny*, 44: 486–489.
- Kopecý L., 1966. Tertiary volcanics. *W: Regional Geology of Czechoslovakia. I: The Bohemian Massif (red. J. Svoboda): 554–581*. Czechoslovak Academy of Sciences, Praha.
- Kopecý L., 1978. Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. *Sbornik Geologických věd Geologie*, 31: 91–104.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Kociszewska-Musiał G., Musiał T., Müller C., 1990. Bursztynonośne osady trzeciorzędowe okolic Parczewa. *Prace Muzeum Ziemi*, 41: 21–35.
- Koszarski A., Koszarski L., 1985. Marginal zone of the Magura nappe and its relation to lower units. *W: Guide to Exc. 3. CBGA, XIII Congress. Kraków*.
- Koszarski L., Ślącza A., Żyto K., 1961. Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. *Kwartalnik Geologiczny*, 5: 551–578.
- 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., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm) czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Prace Geologiczne*, 108.
- Kotlarczyk J., Leśniak T., 1990. Dolna część formacji menilitowej z poziomem diatomitów z Futomy w jednostce skolskiej polskich Karpat. *Wydaw. AGH, Kraków*.

Literatura

- Kotlarczyk J., Uchman A., 2012. Integrated ichnology and ichthyology of the Oligocene Menilite Formation, Skole and Subsilesian nappes, Polish Carpathians: A proxy to oxygenation history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331–332: 104–118.
- Kotlarczyk J., Jerzmańska A., Świdnicka E., Wiszniowska T., 2006. A framework of ichthyofaunal ecostatigraphy of the Oligocene – Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76: 1–111.
- Köthe A., 1988. Nannoplankton of Denmark. *Geologisches Jahrbuch*, A100: 280–283.
- Köthe A., 1990. Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany: *Geologisches Jahrbuch*, A118: 1–111.
- Köthe A., Piesker B., 2007. Stratigraphic distribution of Paleogene and Miocene dinocysts in Germany. *Revue de Paléobiologie*, 26: 1–39.
- Krach W., 1974a. Biostratigrafia paleogenu nadwiślańskiego na podstawie mięczaków. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 281: 49–58.
- Krach W., 1974b. Paleoeologiczne stosunki w basenie paleoceńskim w Karpatach i nad Wisłą. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 281: 59–63.
- Krach W., 1981. Badańskie utwory rafowe na Rztoczcu Lubelskim; oraz, Ślimaki skrzydłonogi (Pteropoda) w miocenie Polski i ich znaczenie stratygraficzne. *Prace Geologiczne*, 121.
- Kramarska R., 2000. Podłoże czwartorzędu na nowej mapie odkrytej południowego Bałtyku. *Przeгляд Geologiczny*, 48: 567–570.
- Kramarska R., Kasiński J.R., Sivkov V., 2008. Bursztyn paleogeński in situ w Polsce i krajach ościennych – geologia, eksploatacja, perspektywy. *Górnictwo Odkrywkowe*, 49: 97–110.
- Krawczyk A.J., 1980. Niektóre cechy procesu sedimentacji fliszu podhalańskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 50: 55–98.
- Krobicki M., Golonka J., 2008. Podhale Palaeogene Flysch as geotouristic attractive region – first look to its unique geological values. *Geoturystyka*, 2: 27–46.
- Kropaczek B., 1917a. Drobne przyczynki do geologii północnych Karpat środkowej Galicji. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej*, 51: 106–144.
- Kropaczek B., 1917b. Sprawozdanie z wycieczek geologicznych w okolicach Rzeszowa. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej*, 51: 104–105.
- Kropaczek B., 1919. Boryslaw. Atlas. Studium geologiczne. Stacja geologiczna w Boryslawiu. Boryslaw–Kraków.
- Krutczak W., 1966. Die sporenstratigraphische Gliederung des ältern Tertiär im Nördlichen Mitteleuropa (Paläozän-Mitteloligozän). *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts Berlin*, 8: 112–149.
- Krutczak W., 1967. Der Florenwechsel im Alttertiär auf Grund von sporen-paläontologischen Untersuchungen. *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts Berlin*, 10: 17–37.
- Krysiak Z., 1976. Kierunki transportu materiału we fliszu podhalańskim na podstawie danych z dorzecza potoku Leśnica. *Kwartalnik Geologiczny*, 20: 323–330.
- Krzowski Z., 1993. Trzeciorzędowe osady glaukonitowe na Wyżynie Lubelskiej w świetle geochronologii izotopowej glaukonitu. *Prace Naukowe Politechniki Lubelskiej*, 231.
- Krzowski Z., 1997. Eocene in Mielnik on the Bug River. *Geological Quarterly*, 41: 61–68.
- Krzywiec P., 1993. Stratigrafia sejsmiczna. *Przeгляд Geologiczny*, 41: 745–750.
- Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine–Carpathian collision. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1: 151–165.
- Krzywiec P., 2010. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform (discussion). *Geological Quarterly*, 54: 95–98.
- Książkiewicz M., 1935. Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Sucha. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 11: 104–122.
- Książkiewicz M., 1951. Objasnienie arkusza Wadowice. *Ogólna Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *W: Geologia regionalna Polski. Tom 1. Karpaty, zeszyt 2. Tektonika: 305–362*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.
- Książkiewicz M., 1958. Stratigrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 135: 43–96.
- Książkiewicz M., 1966. Przyczynki do geologii Karpat Wadowickich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 395–406.
- Książkiewicz M., 1974. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1014). *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Książkiewicz M., Lesko B., 1959. On the relation between the Krosno and Magura Flysch. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 10: 773–780.
- Kulka A., 1984. Problematyka poziomów numulitowych w polskich Karpatach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346: 161–165.
- Kulka A., 1985. Arni sedimentological model in the Tatra Eocene. *Kwartalnik Geologiczny*, 29: 31–64.
- Kuźniar W., 1908. Eocen tatrzański. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej*, 42: 25–57.
- Kuźniar W., 1910. Eocen Tatr i Podhala. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej*, 44: 26–76.
- Kuźniar W., 1911. W sprawie transgresji eocenu w Tatrach. *Kosmos*, 36: 783–798.
- Leško B., Nemčok J., Koráb T., 1960. Flyš Užskej hornatiny. *Geologické Práce, Zprávy*, 19: 65–94.
- Leszczyński S., 1981. Piaszkowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 51: 435–502.

- Leszczyński S., 1996. Origin of the litological variation in the sequence of the Sub-Menilite Globigerina Marl at Znamirówec (Eocene – Oligocene transition, Polish Outer Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 66: 245–267.
- Leszczyński S., 1997. Origin of the Sub-Menilite Globigerina Marl (Eocene–Oligocene transition) in the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 367–428.
- Leśniak T., Waśkowska-Oliwa A., 2001. Utwory silikoklastyczne (paleogen) jednostki podśląskiej w rejonie Żywca. *Geologia*, 27: 51–70.
- Liebus A., 1902. Über einige Fossilien aus der karpathischen Kreide mit stratigraphischen Bemerkungen von Prof. V. Uhlig. *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, 14: 113–130.
- Limanowski M., 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. *Kosmos*, 30: 253–340.
- Liszkowski J., 1970. Biostratigrafia danu i paleocenu z Nasilowa i Bochojnicy w świetle analizy ichtiofauny. *Przeгляд Geologiczny*, 18: 391–397.
- Ludwiniak M., 2006. Geometria i geneza sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala. *Arch. Inst. Geol. Podst. UW [rozpr. doktor.]*.
- Łaba-Biel A., Filipowska-Jeziorek K., Urbaniec A., Miziolek M., Bartoń R., Filar B., Moska A., Kwilosz T., 2024. Examples of Paleokarst in Mesozoic Carbonate Formations in the Carpathian Foreland Area. *Energies*, 17, 838.
- Machalski M., 1998. Granica kreda–trzeciorzęd w przelomie Wisły. *Przeгляд Geologiczny*, 46: 1153–1161.
- Machalski M., 2005a. Late Maastrichtian and earliest Danian scaphitid ammonites from central Europe: Taxonomy, evolution and extinction. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50: 653–696.
- Machalski M., 2005b. The youngest Maastrichtian ammonite faunas from Poland and their dating by scaphitids. *Cretaceous Research*, 26: 813–836.
- Machalski M., 2012. Stratigraphically important ammonites from the Campanian–Maastrichtian boundary interval of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 91–116.
- Machalski M., Jagt J.W., 2018. A new Danian echinoid assemblage from the Greensand in the Kazimierz Dolny area, central Poland: taxonomy, taphonomy and sedimentological implications. *Acta Geologica Polonica*, 68: 571–596.
- Machalski M., Walaszczuk I., 1987. Faunal condensation and mixing in the uppermost Maastrichtian/Danian Greensand (Middle Vistula Valley, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 37: 75–92.
- Machalski M., Walaszczuk I., 1988. The youngest (uppermost Maastrichtian) ammonites in the Middle Vistula Valley, Central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 36: 67–70.
- Machalski M., Vellekoop J., Dubicka Z., Peryt D., Harasimiuk M., 2016. Late Maastrichtian cephalopods, dinoflagellate cysts and foraminifera from the Cretaceous–Paleogene succession at Lechówka, southeast Poland: Stratigraphic and environmental implications. *Cretaceous Research*, 57: 208–227.
- Machalski M., Świerczewska-Gładysz E., Olszewska-Nejbert D., 2022. The end of an era: A record of events across the Cretaceous–Paleogene boundary in Poland. *W: Cretaceous of Poland and of adjacent areas (red. I. Walaszczuk, J. Todes): 37–86*. Faculty of Geology, University of Warsaw, Warsaw.
- Machaniec E., Jach R., Gradiński M., Roniewicz E., Uchman A., 2009. Sesja terenowa B5. Eocen tatrzański. *W: 79 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 160–168*.
- Machaniec E., Kowalczevska O., Jugowiec M., Gasiński M.A., Uchman A., 2020. Foraminiferal and calcareous nannoplankton bioevents and changes at the Late Cretaceous–earliest Paleogene transition in the northern margin of Tethys (Hyżne section, Polish Carpathians). *Geological Quarterly*, 64: 567–588.
- Malata T., Zimnal Z., 2016. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 1004 – Strzyżów (M-34-80-B). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Matecka D., 1973. Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu. *Biuletyn Geologiczny*, 15: 87–147.
- Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *W: Proceedings Second Planktonic Conference: 739–785*.
- Marzec M., 1973. O nowym stanowisku paleocenu w Iławie (woj. olsztyński). *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 118–123.
- Marzec M., Woźny E., 1972. Litologia i stratigrafia utworów trzeciorzędu okolic Jastrzębiej Góry koło Pucka. *Przeгляд Geologiczny*, 20: 562–570.
- Mastella L., Arendarski A., Kicana J., 1977. Zastosowanie analizy zmienności niektórych cech litologicznych do wyznaczania i korelacji ogniw litostratygraficznych we fliszu podhalańskim. *Przeгляд Geologiczny*, 25: 19–22.
- Mastella L., Ludwiniak M., Klimkiewicz D., 2012. Budowa geologiczna doliny Białego Dunajca. *Przeгляд Geologiczny*, 60: 496–505.
- Matl K., Śmigielka T., 1977. Palaeogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia–Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 11–25.
- Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., 2005. Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 782–798.
- Michalik A., Wieser T., 1959. Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 378–389.
- Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Wright J.D., 2020. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science Advances*, 6, 1346.
- Miziolek M., Filar B., 2019. Paleokras w utworach górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego i jego znaczenie złożowe. *Nafta-Gaz*, 75: 330–343.

- Miziolek M., Filipowska-Jeziorek K., Urbaniec A., Filar B., Łaba-Biel A., 2022. Możliwości identyfikacji stref rozwoju paleokrasu w rejonie przedgórz Karpat na podstawie danych otworowych i sejsmicznych. *Nafta-Gaz*, 78: 485–502.
- Morgiel J., Olszewska B., 1981. Biostratigraphy of the Polish External Carpathians, based on agglutinated foraminifera. *Micropaleontology*, 27: 1–30.
- Moryc W., 1995. Łądowe utwory paleogenu przedgórz Karpat. *Nafta-Gaz*, 41: 191–195.
- Moryc W., 2005. Rozwój badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko–Kraków. *Geologia*, 31: 5–73.
- Myśliwiec M., Śmist P., 2006. Utwory eocenu i oligocenu rejonu Tarnobrodu (północno-wschodnia część zapadliska przedkarpackiego). *Przeгляд Geologiczny*, 54: 724–730.
- Narkiewicz M., Becker A., Jasonowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedimentacyjnych Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207.
- Nescieruk P., 1998. Skalka w Lesnej na tle budowy geologicznej zachodniego obrzeżenia żywieckiego okna tektonicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 384: 23–36.
- Nowak J., 1924. *Geologia Krynicy*. *Kosmos*, 49: 449–499.
- Nowak W., 1966. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych), Region Karpat i Przedgórz 1:50 000, ark. Lachowice (wydanie tymczasowe). *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Ocampo A., Vajda V., Buffetaut E., 2006. Unravelling the Cretaceous–Paleogene (KT) turnover, evidence from flora, fauna and geology. *W: Biological Processes Associated with Impact Events (red. C. Cockell i in.): 197–219*. Impact Studies. Springer, Berlin.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Pożaryska K., 1978. Biostratigrafia i wiek izotopowy pogranicza środkowego i górnego eocenu w utworze wiertniczym Szczecin IG 1. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 611–620.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Pożaryska K., Martini E., 1978. Middle Oligocene microfossils from the Polish Lowlands: their stratigraphical and paleogeographical significance. *Acta Palaeontologica Polonica*, 23: 249–291.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Giel M.D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., 1981. The Polish part of the NW-European Tertiary basin: A generalization of its stratigraphic section. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 29: 3–17.
- Olszewska B., 1984a. Interpretacja paleoekologiczna otworu kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346: 7–62.
- Olszewska B., 1984b. Otwornice bentonitowe podmenilitowych margli globigerinowych polskich Karpat zewnętrznych. *Prace Instytutu Geologicznego*, 110.
- Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 325–337.
- Olszewska B., 2009. Małe otwornice „eocenu numulitowego” Tatr – stratigrafia i paleośrodowisko. *Przeгляд Geologiczny*, 57: 703–713.
- Olszewska B., Szydło A., 2017. Environmental stress in the northern Tethys during the Paleogene: A review of foraminiferal and geochemical records from the Polish Outer Carpathians. *Geological Quarterly*, 61: 682–695.
- Olszewska B., Wiecek J., 1998. The Palaeogene of the Podhale Basin (Polish Inner Carpathian) – micropaleontological perspective. *Przeгляд Geologiczny*, 46: 721–728.
- Olszewska B., Odrzywolska-Bieńkowska E., Giel M.D., Pożaryska K., Szczechura K., 1996. Rząd Foraminiferida Eichwald, 1830. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodniczących i charakterystycznych, część 3a. Kenozoik. Trzeciorzęd. Paleogen (red. L. Malinowska, M. Piwocki): 45–215*. Państw. Inst. Geol., Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa.
- Opolski Z., 1926. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1925. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 15: 29–30.
- Opolski Z., 1928. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 24: 10–11.
- Ostrowicka H., 1966. Profil litologiczny grubolawicowych piaskowców z Piwnicznej. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych Oddz. PAN w Krakowie*, 10: 608–611.
- Ostrowicka H., 1979. Stratigrafia piaszczowiny magurskiej w okolicach Piwnicznej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 67–84.
- Oszczypko N., 1973. Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 271: 105–190.
- Oszczypko N., 1979. Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Popradem, piaszczowina magurska. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 293–325.
- Oszczypko N., 1985. Sixth day, Introduction and Stop 69: Zarzeczce. *W: Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane)*. Guide Excurs. 2: 166–180.
- Oszczypko N., 1991. Stratigraphy of the Palaeogene deposits of the Bystrica subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Bulletin of Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39: 415–431.
- Oszczypko N., 2009. Karpaty. *W: Supplement do Tabeli stratygraficznej Polski (red. R. Wagner): 20–34*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Oszczypko N., Oszczypko-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.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2010. The Paleogene and early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Outer Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 60: 317–348.

- Oszczypko N., Oszczypko-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.
- Oszczypko N., Zajac R., Garlicka I., Menčík E., Dvořák J., Matějovská O., 1989. Geological map of the substratum of the Tertiary of the Western Outer Carpathians and their foreland. *W: Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland (red. D. Poprawa, J. Nemcok)*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Oszczypko N., Lucińska-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.
- Oszczypko N., Malata E., Bąk K., Kędziński M., Oszczypko-Clowes M., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian – Lower/Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Raca subunits of the Magura nappe, Western Flysch Carpathians (Beskid Wyspowy and Gorce Ranges, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 27–69.
- Oszczypko-Clowes M., 2001. The nannofossil biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura Nappe (east of the Skawa River, Polish Flysch Carpathians) and their palaeoenvironmental conditions. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 139–188.
- Oszczypko-Clowes M., 2008. The stratigraphy of the Oligocene deposits from the Ropa tectonic window (Grybów Nappe, Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 52: 127–142.
- Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., 2004. The position and age of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczwana tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). *Acta Geologica Polonica*, 54: 339–367.
- Oszczypko-Clowes M., Ślęczka A., 2006. Nannofossil biostratigraphy of the Oligocene deposits in the Grybów tectonic window (Grybów Unit, Western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 57: 473–482.
- Oszczypko-Clowes M., Żydek B., 2012. Paleoeology of the Upper Eocene–Lower Oligocene Malcov Basin based on the calcareous nannofossils: A case study of the Leluchów section (Krynica Zone, Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 63: 149–164.
- Ozimkowski W., 1978. Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopiańskiej. *Przeгляд Geologiczny*, 26: 350–355.
- Panaszuk M., 1986. Wyniki datowania wieku bezwzględne law wulkanicznych rejonu Bogatyni metodą potasowo-argonową (K-Ar). *Przeгляд Geologiczny*, 34: 150–152.
- Passendorfer E., 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 259–271.
- Passendorfer E., Roniewicz P., 1963. Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie. *Acta Geologica Polonica*, 13: 1–12.
- Paul C.M., 1868. Die nördliche Arva. *Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt*, 18, 201–246.
- Paul C.M., 1869. Die geologische Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. *Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt*, 19: 241–242.
- Paul C.M., Tietze E., 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 27: 33–130.
- Paul C.M., Tietze E., 1879. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt*, 29: 189–304.
- Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004. *Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratigrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pieńkowski G., Westwalewicz-Mogilska E., 1986. Trace fossils from the Podhale Flysch Basin, Poland – an example of ecologically-based lithocorrelation. *Lethaia*, 19: 53–65.
- Piwocki M., 2004a. Paleogen. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratigrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 22–70*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., 2004b. Paleogen i neogen Pomorza – profil regionalny i korelacje z obszarami sąsiednimi. *Przeгляд Geologiczny*, 52: 693–694.
- Piwocki M., Kramarska R., 2004. Podstawy stratygrafii. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratigrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–161*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Olkiewicz-Paprocka I., Kosmowska-Ceranowicz B., Grabowska I., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1985. Stratigrafia trzeciorzędowych osadów bursztynonóżnych okolic Chłapowa koło Pucka. *Prace Muzeum Ziemi*, 37: 61–77.
- Piwocki M., Olkiewicz-Paprocka I., 1987. Litostratigrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 356: 7–28.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995. Litostratigrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przeгляд 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.
- Porębski S.J., 1996. Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. *Przeгляд Geologiczny*, 44: 995–1006.
- Powell A.J., 1992. A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. *Chapman & Hall, London*.
- Pożaryska K., 1965. Foraminifera and biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland. *Palaeontologia Polonica*, 14: 140–156.
- Pożaryska K., 1967. Badania warstw pogranicznych kredy i trzeciorzędu w Polsce pozakarpackiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 661–672.

Literatura

- Pożaryska K., 1977. Upper Eocene foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning. *Acta Palaeontologica Polonica*, 22: 3–54.
- Pożaryska K., 1978. Differences between the late Eocene foraminiferal faunas in western and eastern Europe. *Paläontologische Zeitschrift*, 52: 47–56.
- Pożaryska K., Kreutzer H., 1978. Biostratygrafia i wiek izotopowy pogranicza kredy i trzeciorzędu w otworze wiertniczym Boryszew (Polska centralna). *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 601–610.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1977. O górnym eocenie w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 59–72.
- Pożaryska K., Szczechura J., 1968a. Foraminifera from the Paleocene of Poland, their ecological and biostratigraphical meaning. *Palaeontologia Polonica*, 20: 1–107.
- Pożaryska K., Szczechura J., 1968b. Stratygrafia dolnego paleocenu w Polsce pozakarpackiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 12: 884–897.
- Pożaryski W., 1938. Stratygrafia senonu w przelomie Wisły między Rachowem a Puławami. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 6: 1–94.
- Pusch G.G., 1833–1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländer. Bd. 1-2. Cotta, Stuttgart.
- Putzer H., 1942. Die oberste Kreide bei Bochnica a.d. mittleren Weichsel. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, B12: 361–377.
- Racki G., Machalski M., Koebel C., Harasimiuk M., 2011. The weathering-modified iridium record of a new Cretaceous–Palaeogene site at Lechówka near Chelm, SE Poland, and its palaeobiologic implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56: 205–215.
- Radomski A., 1958. Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalańskiego. *Acta Geologica Polonica*, 8: 335–409.
- Radwański A., 1996. The predation upon, and the extinction of, the latest Maastrichtian populations of the ammonite species *Hoplоссaphites constrictus* (J. Sowerby, 1817) from the Middle Vistula Valley, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 46: 117–135.
- Rajchel J., 1990. Litostratygrafia osadów górnego paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. *Geologia*, 48: 1–113.
- Remin Z., Cuglicki M., Barski M., Dubicka Z., Roszkowska-Remin J., 2021. The K-Pg boundary section at Nasilów, Poland: stratigraphic reassessment based on foraminifers, dinoflagellate cysts and palaeomagnetism. *Geological Quarterly*, 65, 45.
- Roniewicz P., 1969. Sedimentacja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geologica Polonica*, 19: 503–608.
- Roniewicz P., 1979. Paleogen Tatr i Podhala. *W: Przewodnik 51 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 57–72.*
- Roniewicz P., 1997. Pokrywa osadowa Tatr. *Paleogen. W: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 69–72.*
- Roniewicz P., Pienkowski G., 1977. Trace fossils of the Podhale Flysch Basin. *Geological Journal, Special Issue*, 9: 273–288.
- Roniewicz P., Westwalewicz-Mogilska E., 1974. Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 22: 37–43.
- Rubinkiewicz J., Tomaszczyk M., 2016. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wetlina (1067). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Rytko W., 2004. Karpaty. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 271–338.* Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Shellito C.J., Sloan L.C., Huber M., 2003. Climate model sensitivity to atmospheric CO₂ levels in the Early–Middle Paleogene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 113–123.
- Sikora W., 1959. Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 569–582.
- Sikora W., 1970. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 235: 5–121.
- Sikora W., Żytka K., 1960. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 141: 61–204.
- Sikora W., Żytka K., 1968. Warunki geologiczne dolin Jaszczce i Jamne. *Studia Naturae*, A-2: 23–38.
- Sliva L., Rychliński T., Szulc J., 2004. Sesja terenowa E. Płytkowodna i łądowa sedimentacja węglanowo-klastyczna kajpru karpackiego. Rozwój sedimentacyjny paleogenu centralnokarpackiego (Żdiar–Cervena Skala–Żdiar–Skalka–Żdiar–Biela–Żdiar–Blaščadka Dolina–Podspady–Jurgów). *W: VIII Krajowe Spotkanie Sedimentologów: 65–77.*
- Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Damsté J.S.S., 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 441: 610–613.
- Słodkowska B., 2003. Wstępne dane o badaniach fitoplanktonu w Kamiennym Dole (okolice Kazimierza Dolnego). *Przegląd Geologiczny*, 51: 1075–1078.
- Słodkowska B., 2004a. Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland area (NW Poland). *Polish Geological Institute Special Papers*, 14.
- Słodkowska B., 2004b. Palinologiczny zapis trzeciorzędu w dolinie środkowej Wisły. *Przegląd Geologiczny*, 52: 84–86.
- Słodkowska B., 2009. Palynology of the Palaeogene and Neogene from the Warmia and Mazury areas (NE Poland). *Geologos*, 15: 219–234.
- Słodkowska B., Gaźdzka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glaukitektonicznych Wzgórz Dylewskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 251–294.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016a. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Przegląd Geologiczny*, 64: 15–25.

- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016b. Uwarunkowania klimatyczne i środowiskowe powstawania złóż bursztynu bałtyckiego. *W: Lubelski bursztyn. Znaleziska, geologia, złoża, perspektywy (red. L. Gazda): 71–93.* Państwo-wa Wyższa Szkoła Zawodowa w Chełmie. Wydaw. M, Kraków.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., Żarski M., 2022. Uwarunkowania stratygraficzno-środowiskowe występowania nagromadzeń złóżowych bursztynu na północnej Lubelszczyźnie. *Przegląd Geologiczny*, 70: 50–60.
- Sokolowski S., 1959. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich (sprawozdanie wstępne). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 197–213.
- Sokolowski S., 1973. Geologia paleogenu i mezozoicznego południowego podłoża skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 265: 5–103.
- Soták J., 1998a. Sequence stratigraphy approach to the Central Carpathian Paleogene (Eastern Slovakia): eustasy and tectonics controls of deep-sea fan deposition. *Slovak Geological Magazine*, 4: 185–190.
- Soták J., 1998b. Central Carpathian Paleogene and its constraints. *Slovak Geological Magazine*, 4: 203–211.
- Soták J., Pereszlenyi M., Marschalko R., Micka J., Starek D., 2001. Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine fan deposits in the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Marine and Petroleum Geology*, 18: 87–114.
- Soták J., Gedl P., Bańska M., Starek D., 2007. Nové stratigrafické dáta z paleogénnych súvrstvi centrálnych Západných Karpát na Orave – výsledky integrovaného mikropaleontologického štúdia na profile Pucov. *Mineralia Slovaca*, 39: 89–106.
- Spiegler D., 1987. Encapsulated *Bolboforma* (Algae, Chrysophyta) from Late Miocene deposits in the North Atlantic. *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie*, 24: 157–166.
- Strzeboński P., 1999. Sekwencje kanalowe w warstwach istebniańskich (kampan–paleocen) Beskidu Śląskiego. *Geologia*, 27: 181–199.
- Studencka B., Popov S.V., Bieńkowska-Wasiluk M., Wasiluk R., 2016. Oligocene bivalve faunas from the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians: evidence for the early history of the Paratethys. *Geological Quarterly*, 60: 317–340.
- Suchocka A., Barski M., Bieńkowska-Wasiluk M., 2019. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Popiele Member and Menilite Formation in the Boryslav-Pokutya Nappe (Aksmanice, SE Poland). *Geological Quarterly*, 63: 539–557.
- Szafer W., 1958. Nowa flora eocenska w Tatrach. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 173–176.
- Szajnocha W., 1925. Budowa geologiczna źródlowisk Olzy koło Istebny na Śląsku Cieszyńskim. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 2 (za rok 1923 i 1924): 3–34.
- Szczechura J., Olempska-Roniewicz E., 1996. Małżoraczki a paleogeografia. *Kosmos*, 45: 715–726.
- Szydo A., Garecka M., Jankowski L., Malata T., 2014. Paleogene microfossils from the submarine debris flows in the Skole basin (Polish and Ukraine Outer Carpathians). *Geology, Geophysics & Environment*, 40: 49–65.
- Ślązka A., 1959. Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy–Wisłoka Wielkiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 583–603.
- Ślązka A., Miziołek M., 1995. Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (Polskie Karpaty fliszowe). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65: 29–41.
- Środoń J., Kotarba M., Biron A., Such P., Clauer N., Wojtowicz A., 2006. Diagenetic history of the Podhale–Orava basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. *Clay Minerals*, 41: 747–770.
- Świdziński H., 1934. Badania geologiczne w grupie magurskiej. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 39: 18–20.
- Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 37: 1–124.
- Świdziński H., 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *W: Regionalna geologia Polski*, 1: 362–418. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.
- Świdziński H., 1961. La Série de Richvald dans les Karpates Flyschouses. *Leluchów, de Plavec sur le Poprad et d'Ujak (Karpates polono-slovaques)*. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 9: 99–107.
- Świdziński H., 1972. Geologia i wody mineralne Krynicy. *Prace Geologiczne*, 70.
- Świerczewska-Gładysz E., Olszewska-Nejbert D., 2006. Pochodzenie sfosfatoryzowanych gąbek z warstwy dańskiego piaskowca glaukonitowego z Nasilowa (dolina środkowej Wisły). *Przegląd Geologiczny*, 54: 710–719.
- Teisseyre H., 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1929 w okolicy Dukli (arkusz Jasto-Dukla). *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 5: 601–613.
- Tietze E., 1889. Beiträge zur Geologie von Galizien. *Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt*, 39: 289–404.
- Tokarski A., 1958. O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 807–824.
- Turnau-Morawska M., Lindner M., 1959. Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego. *Acta Geologica Polonica*, 9: 147–164.
- Uhlig V., 1883. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 33: 443–562.
- Uhlig V., 1886. Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 36: 141–214.
- Uhlig V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen I. Die Sandsteinzone zwischen dem penninischen Klippenzuge

- und dem Nordrande. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 38: 83–264.
- Uhlig V., 1890. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Der penninische Klippenzug. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 40: 559–824.
- Uhlig V., 1897. Geologie des Tatragebirges. 1. Einleitung und stratigraphischer Theil. *Geol. Wien*.
- Vajda V., McLoughlin S., 2004. Fungal proliferation at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science*, 303: 1489–1489.
- Van Couvering J.A., Aubry M.-P., Berggren W.W., Bujak J.P., Naeser C.W., Wieser T., 1981. The Terminal Eocene event and the Polish connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36: 321–362.
- Walter H., Dunikowski E., 1883. Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodnio-galicjskich Karpat, cz. II. *Kosmos*, 8: 309–401.
- Warchałowska-Pazdrowa O., 1930. Budowa geologiczna okolic Dukli i Żmigrodu. *Kosmos*, A, 54: 917–928.
- Waśkowska A., 2011. Response of Early Eocene deep-water benthic foraminifera to volcanic ash falls in the Polish Outer Carpathians: Palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305: 50–64.
- Waśkowska A., 2015. The Eocene Hieroglyphic beds of Silesian Nappe in Western Polish Carpathians: development and foraminiferal record. *Geological Quarterly*, 59: 271–299.
- Waśkowska A., Cieszkowski M., 2014. Biostratigraphy and depositional anatomy of a large olistostrome in the Eocene Hieroglyphic Formation of the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 51–70.
- Waśkowska-Oliwa A., 2000. Interpretacja biostratygraficzna i paleoekologiczna zespołów otwornic aglutynujących z paleoeceno-środkowoeocenskich osadów płaszczowiny magurskiej w rejonie Suchoj Beskidzkiej. *Przegląd Geologiczny*, 48: 331–335.
- Waśkowska-Oliwa A., 2005. Foraminiferal palaeodepth indicators from the lower Palaeogene deposits of the Subsilesian Unit (Polish Outer Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 124: 297–324.
- Watycha L., 1959. Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Przegląd Geologiczny*, 7: 350–356.
- Watycha L., 1975. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ (1049). *Inst. Geol., Warszawa*.
- Watycha L., 1976. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Watycha L., 1977. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Czarny Dunajec (1048). *Inst. Geol., Warszawa*.
- Westwalewicz-Mogilska E., 1986. Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. *Przegląd Geologiczny*, 34: 690–698.
- Wheeler H.E., 1964. Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. *GSA Bulletin*, 75: 599–610.
- Wiałow O.S., 1951. Skhema stratigrafii severnogo skłona Karpat. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 77: 689–691 (po rosyjsku).
- Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoceńskiego Wielkopolski. *Wydaw. Naukowe UAM, Poznań*.
- Widera M., 2021. Geologia polskich złóż węgla brunatnego. *Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań*.
- Widera M., 2022. Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina. *Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań*.
- Widera M., Kita A., 2007. Paleogene marginal marine sedimentation in central-western Poland. *Geological Quarterly*, 51: 79–90.

- Widera M., Bechtel A., Chomiak L., Maciaszek P., Słodkowska B., Wachocki R., Zieliński T., 2021. Palaeoenvironmental reconstruction of the Konin Basin (central Poland) during lignite accumulation linked to the Mid-Miocene Climate Optimum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 568: 110–307.
- Widera M., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., 2022. Geological and palaeogeographical peculiarities of the Adamów Graben area, central Poland. *Geologos*, 28: 1–17.
- Wieczorek J., 1989. Model Hecho dla fliszu podhalańskiego. *Przegląd Geologiczny*, 37: 419–423.
- Wieczorek J., Barbacki A., 1997. Przekrój geologiczny przez nieckę podhalańską i jej podłoża na podstawie danych sejsmicznych i wiertniczych; implikacje dla geotermii. *Przegląd Geologiczny*, 45: 715–720.
- Wieser T., 1973. Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 265: 135–156.
- Wojewoda J., 1992. Cechy strukturalne osadów. Rekonstrukcja paleogeograficzna i wiek osadów. *W: Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacialne rejonu Konina. Przewodnik Seminarium Sedymetologicznego: 23–24.*
- Wojewoda J., Migoń P., Krzyszkowski D., 1995. Rozwój rzeźby i środowisk sedimentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. *W: Przewodnik 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 315–332.*
- Worobiec G., Jach R., Machaniec E., Uchman A., Worobiec E., 2015. Eocene flora and trace fossils from the Hruby Regiel section in the Tatras Mountains (Poland): Taxonomic revision of the Wiktor Kuźniar fossil plant collection. *Acta Geologica Polonica*, 65: 205–228.
- Wójcik A., Kopciowski 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., Olszewska B., Wódka M., 2015. Fossil karst in the Jurassic of the Kościusko Mound in Kraków (southern Poland). *Geological Quarterly*, 59: 61–70.
- Wójcik Z., 1974. Denudacja krasowa w trzeciorzędzie na terenie środkowej i południowej Polski. *Prace Muzeum Ziemi*, 22: 149–168.
- Wójcik-Tabol P., Oszczytko-Clowes M., Uchman A., Pratkowiecka W., Dziubińska B., 2023. Maceral and calcareous nannofossil assemblages as proxies of late Rupelian (Oligocene) environmental changes in the Paratethys: an example from a section of the Menilite Formation in the northern Outer Carpathians. *Marine and Petroleum Geology*, 156, 106448.
- Wyczółkowski J., 1956. Z badań litologicznych nad utworami eocenskimi Doliny Kościelskiej w Tatrach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 109: 45–57.
- 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.
- Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283.
- Żarski M., 1998. Opracowanie geologiczne i paleontologiczne stanowiska szkieletu gada w strefie kontaktu utworów kredy i trzeciorzędu w dolinie Wisły k. Kazimierza Dolnego. *CAG, Warszawa [nr 1828/97]*.
- Żgiet J., 1961. Nowe dane o serii menilitowo-krośnieńskiej jednostki skolskiej w Karpatach rzeszowsko-sanockich. *Kwartalnik Geologiczny*, 5: 995–996.
- Żytka K., 1968. Budowa geologiczna Karpat między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach. *CAG, Warszawa [nr inw. 42015]*.

