Ministerstwo
Klimatu i Środowiska

NFOŚiGW
Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

Antoni WÓJCIK, Sylwester KAMIENIARZ

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 200 000

Arkusz BIELSKO-BIAŁA (71)

Redaktor naukowy — prof. dr hab. Leszek MARKS
Koordynator główny — Dariusz GAŁĄZKA
Koordynatorzy regionalni — Dariusz GAŁĄZKA, Leszek MARKS

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

WARSZAWA 2020

Autorzy: Antoni WÓJCIK, Sylwester KAMIENIARZ
Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

ISBN 978-83-66423-62-6

PIG-PIB, Warszawa 2020

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

Wstęp 5
Geomorfologia 15
Stratygrafia 27
Neoproterozoik – NP 27
Neoproterozoik–kambr – NP–Є 28
Ediakar–kambr – Ed–Є 28
Ediakar–kambr dolny – Ed–$Є_1$ 28
Kambr – Є 29
Kambr dolny – $Є_1$ 29
Sylur – S 32
Dewon – D 33
Dewon dolny – D_1 33
Ems – D_{em} 33
Dewon środkowy–górny – $D_{2–3}$ 34
Żywet–fran – $D_{ż–fr}$ 34
Dewon górny – D_3 35
Fran–famen – $D_{fr–fa}$ 35
Dewon–karbon – D–C 36
Dewon–karbon dolny – D–C_1 36
Karbon – C 37
Karbon dolny – C_1 37
Karbon dolny–górny – $C_{1–2}$ 38
Karbon górny – C_2 39
Perm – P 41
Trias – T 42
Trias środkowy – T_2 42
Trias górny – T_3 42
Jura – J 42
Jura środkowa – J_2 42
Bajos–baton – $J_{bj–ba}$ 42
Jura środkowa–górna – $J_{2–3}$ 43
Kelowej–oksford – $J_{kl–o}$ 43
Jura górna – J_3 43
Oksford – J_o 44
Tyton – J_{ty} 45
Jura–kreda – J–K 45
Jura środkowa–kreda dolna – J_2–K_1 46
Jura górna–kreda dolna – J_3–K_1 47
Tyton–berias – J_{ty}–K_b 47
Jura–paleogen – J–Pg 48
Kreda – K 49
Kreda dolna – K_1 49
Berias–hoteryw – $K_{b–h}$ 49
Hoteryw–apt – $K_{h–ap}$ 50
Alb – K_{al} 52
Kreda dolna–górna – $K_{1–2}$ 52

Alb–cenoman – $K_{al–c}$ . . . 52
Kreda górna – K_2 . . . 53
Cenoman – K_c . . . 53
Cenoman–turon – $K_{c–t}$ . . . 54
Turon–mastrycht – $K_{t–m}$ . . . 55
Kreda–paleogen – K–Pg . . . 59
Kreda górna–paleocen – K_2–Pc . . . 59
Paleogen – Pg . . . 62
Paleocen – Pc . . . 62
Paleocen–eocen – Pc–E . . . 64
Eocen – E . . . 66
Eocen dolny–środkowy – $E_{1–2}$ . . . 66
Eocen środkowy–górny – $E_{2–3}$ . . . 72
Eocen–oligocen – E–O_l . . . 75
Eocen górny–oligocen dolny – E_3–Ol_1 . . . 75
Oligocen – Ol . . . 77
Oligocen dolny – Ol_1 . . . 77
Oligocen dolny–górny – $Ol_{1–2}$ . . . 79
Oligocen górny – Ol_2 . . . 81
Paleogen–neogen – Pg–N . . . 82
Oligocen–miocen – Ol–M . . . 82
Neogen – Ng . . . 82
Miocen – M . . . 82
Miocen dolny – M_1 . . . 82
Miocen środkowy – M_2 . . . 84
Miocen górny – M_3 . . . 89
Pliocen – Pl . . . 91
Czwartorzęd – Q . . . 93
Plejstocen – Pt . . . 93
Plejstocen dolny – Pt_1 . . . 93
Kompleks preglacjalny – Pr . . . 93
Plejstocen środkowy – Pt_2 . . . 94
Kompleks południowopolski – Pd . . . 94
Kompleks środkowopolski – Ś . . . 98
Interglacjał mazowiecki – Ma . . . 98
Plejstocen górny – Pt_3 . . . 103
Kompleks północnopolski – Pn . . . 103
Interglacjał eemski – Ee . . . 103
Zlodowacenie Wisły – W . . . 103
Holocen – H . . . 108
Podłoże czwartorzędu . . . 113
Tektonika . . . 114
Paleogeografia . . . 122
Podsumowanie . . . 126
Literatura . . . 128

SPIS TABLIC

Tablica I — Korelacja jednostek stratygraficznych czwartorzędu stosowanych na poszczególnych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 według kolejno obowiązujących instrukcji oraz zastosowanych w Instrukcji reambulacji Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (wydanie drugie, uzupełnione)

WSTĘP

Arkusz Bielsko-Biała Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (MGP) wyznaczają współrzędne: 19°00' i 20°00' długości geograficznej wschodniej oraz 49°20' i 50°00' szerokości geograficznej północnej. Jego południowa część znajduje się na terenie Zachodnich Karpat Zewnętrznych i Zachodnich Karpat Wewnętrznych, a północna – na terenie wschodniej części Kotliny Oświęcimskiej. Powierzchnia omawianego terenu wynosi około 5280 km^2. Przez obszar arkusza przebiega granica państwa z Czechami i Słowacją. Pod względem administracyjnym badany teren należy do województw: śląskiego (powiatów: pszczyńskiego, bielskiego, miasta Bielsko-Biała, żywieckiego i cieszyńskiego), małopolskiego (powiatów: oświęcimskiego, wadowickiego, krakowskiego, wielickiego, suskiego, myślenickiego, nowotarskiego i tatrzańskiego) i południowego fragmentu miasta Kraków. Głównym miastem jest Bielsko-Biała, ważny węzeł komunikacyjny oraz ośrodek przemysłowy i kulturalno-naukowy. Pozostałe miasta pełnią funkcje lokalnych centrów administracyjnych (m.in. siedziby powiatów), handlowo-usługowych, a także przemysłowych, np.: Oświęcim, Kęty, Andrychów, Sucha Beskidzka, Wadowice, Kalwaria Zebrzydowska, Żywiec, Czechowice-Dziedzice. W dolinach Wisły, Soły i Białej znajdują się hodowlane stawy rybne. Cała południowa część terenu arkusza, obejmująca Beskidy i Podhale, jest atrakcyjna turystycznie. Występują tu także miejscowości uzdrowiskowe – Rabka-Zdrój i Ustroń. Wsie są zróżnicowane pod względem wielkości, a w niektórych z nich liczba mieszkańców przekracza kilka tysięcy.

Przez obszar arkusza przebiegają drogi krajowe: S7 (Kraków–Rabka-Zdrój), 47 (Rabka-Zdrój–Nowy Targ–Zakopane) i 28 (Oświęcim–Wadowice–Limanowa), a także linie kolejowe: Kraków–Chabówka–Zakopane, Kraków–Oświęcim, Katowice–Bielsko-Biała–Żywiec–Zwardoń z odgałęzieniem do Zebrzydowic oraz Bielsko-Biała–Kęty–Wadowice.

Omawiany teren jest znacznie zalesiony (przeważa drzewostan mieszany: bukowo-świerkowy, niekiedy z jodłą). Znajdują się tu fragmenty Puszczy Karpackiej oraz Babiogórski Park Narodowy w całości i niewielkie fragmenty Gorczańskiego Parku Narodowego, a zwłaszcza jego otuliny. Występuje tu: 40 rezerwatów przyrody, 33 obszary Natura 2000, pięć zespołów przyrodniczo-krajobrazowych i trzy stanowiska dokumentacyjne (tab. 1) oraz parki krajobrazowe: Żywiecki, Beskidu Małego, Beskidu Śląskiego, Bielańsko-Tyniecki i Rudniański. Na terenie Żywieckiego Parku Krajobrazowego znajdują się rezerwaty przyrody z fragmentami

Tabela 1

Zestawienie form ochrony przyrody na terenie arkusza Bielsko-Biała

Rodzaj ochrony	Nazwa terenu chronionego
Rezerwaty	Wisła
	Rotuz – otulina
	Stok Szyndzielni
	Gawroniec
	Madohora
	Skołczanka
	Bielańskie Skałki
	Bór na Czerwonem
	Przełom Białki pod Krempachami
	Śrubita
	Żubrowisko
	Szeroka w Beskidzie Małym
	Żaki
	Przeciszów
	Na Policy
	Na Policy im. prof. Zenona Klemensiewicza
	Barania Góra
	Dziobaki
	Lipowska
	Dolina Łańskiego Potoku
	Butorza
	Zasolnica
	Bonarka
	Jaworzyna
	Grapa
	Bembeńskie
	Kuźnie
	Kajasówka
	Luboń Wielki
	Groty Kryształowe
	Pod Rysianką
	Pilsko
	Las Gościbia
	Muńcoł
	Oszast
	Romanka
	Kozie Kąty
	Skałka Rogoźnicka
	Zamczysko nad Rabą
	Cieszynianka
Obszary Natura 2000	Stawy w Brzeszczach
	Dolina Dolnej Soły

Rodzaj ochrony	Nazwa terenu chronionego
Obszary Natura 2000	Dolina Dolnej Skawy
	Beskid Żywiecki
	Babia Góra
	Pasmo Policy
	Torfowiska Orawsko-Nowotarskie
	Zbiornik Goczałkowicki – Ujście Wisły i Bajerki
	Dolina Białki
	Lubogoszcz
	Pierściec
	Raba z Mszanką
	Beskid Śląski
	Czarna Orawa
	Górny Dunajec
	Dębnicko-Tyniecki obszar łąkowy
	Wiśliska
	Ostoja Gorczańska
	Cieszyńskie Źródła Tufowe
	Kościół w Górkach Wielkich
	Beskid Mały
	Dolna Soła
	Kościół w Węglówce
	Ostoje Nietoperzy Beskidu Wyspowego
	Rudniańskie Modraszki–Kajasówka
	Cedron
	Ostoja Babiogórska
	Rudno
	Luboń Wielki
	Skawiński obszar łąkowy
	Kościół w Radziechowach
	Tatry
	Łąki koło Kasiny Wielkiej
Zespoły przyrodniczo–krajobrazowe	Cygański Las
	Sarni Stok
	Dolina Wapienicy
	Gościnna Dolna
	Jaworze
Stanowiska dokumentacyjne	Odsłonięcie geologiczne (gm. Sułkowice)
	Zamczysko na Ściszków Groniu
	Potok Rzyczanka

dawnego lasu (regla dolnego i górnego) – Pod Rysianką i Romanka (w znacznym stopniu zniszczonego przez kwaśne deszcze i szkodniki). W Beskidzie Śląskim, na obszarze Parku Krajobrazowego Beskidu Śląskiego, na terenach, gdzie najlepiej zachowały się zbiorowiska leśne regla górnego, utworzono dwa rezerwaty: Barania Góra i Kuźnie.

Ponadto na terenie arkusza są dwa obszary chronionego krajobrazu: Podkępie (kompleks stawowy) i Południowomałopolski Obszar Chronionego Krajobrazu. Znaczna część omawianego terenu jest według sieci ekologicznej ECONET (Liro, 1995) fragmentem obszaru węzłowego o znaczeniu międzynarodowym (Beskid Żywiecki (40M)), w którego obrębie wyróżniono biocentra związane z grupą Pilska–Romanki oraz Babiej Góry–Policy. W dużej części pokrywają się one z ostojami przyrody o znaczeniu europejskim według systemu CORINE (Dyduch-Falinowska, red., 1999) – Pilsko–Romanka (622a) i Puszcza Radziechowska (613).

Na obszarze arkusza występuje wiele pomników przyrody, w tym liczna grupa okazów drzew pomnikowych lub ich skupień. Do zasługujących na uwagę należą m.in.: zespoły parkowe przy dworku w Kamesznicy i przy pałacu w Rajczy, aleje drzew iglastych w Ciścu i liściastych w Węgierskiej Górce, jawor na zboczach Romanki i 600-letni cis w Brzuśniku. Teren arkusza charakteryzuje się także występowaniem skałek i stanowisk geologicznych, jak np.: w rezerwacie Madohora (Alexandrowicz, 1963), w rejonie Pilska czy Babiej Góry (Alexandrowicz, 1978, 1989; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1988) i innych miejscach (Klimaszewski, 1947).

Na badanym obszarze znajduje się 278 różnego rodzaju złóż. Do ważniejszych należą: złoża węgla kamiennego (kopalnia w Brzeszczach) eksploatowane przez Przedsiębiorstwo Górnicze Silesia oraz złoża w rejonie Oświęcimia i Zatora; złoża gazu ziemnego (Lachowice, Stryszawa – Baran i in., 1996), 80 złóż surowców skalnych (kamienie drogowe i budowlane – kamieniołomy: Osielec, Kozy, Tenczyn), cztery złoża torfów (torfowiska na Orawie). Najwięcej (ok. 125) jest złóż kruszywa naturalnego (Rutkowski, 1982) w dolinie Wisły i dolinach jej większych dopływów (np. w okolicy Kaniowa, Brzeszcz, Wołowic, Kryspinowa) oraz w dolinie Czarnego Dunajca (okolice Wróblówki, Długopola). Z surowców mineralnych regionu korzystają cegielnie, w których eksploatuje się iły mioceńskie i lessy (np. Kęty, Wadowice, Żywiec). Ponadto w Swoszowicach występują złoża siarki (Zejszner, 1861; Deszcz-Werner, 1959; Osmólski, 1964) i soli kamiennej (Werner, 1955), w Rabce-Zdroju i Swoszowicach wody lecznicze i na Orawie wody termalne. Piaskowce karpackie pod względem surowcowym omawiane były przez Kamieńskiego i innych (1967, 1968), Kitę-Badak (1974), Kamieńskiego (1975), Kamieńskiego i Rutkowskiego (1975), Peszata i innych (1975), Bromowicza i innych (1976), Peszata (1976), a wykorzystaniem złóż z uwzględnieniem ochrony przyrody zajmowała się Alexandrowicz (1976).

Pierwsze wydanie arkusza Bielsko-Biała MGP opracowane zostało na podstawie dostępnych wówczas materiałów archiwalnych: kilku arkuszy (Jeleśnia, Milówka, Sucha Beskidzka, Zawoja, Jabłonka, Czarny Dunajec i Wadowice) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) oraz arkuszy SMGP (wydanie

tymczasowe). Objaśnienia tekstowe (Golonka, 1981) do pierwszej edycji omawianego arkusza (Golonka i in., 1979a, b) były opracowane bez odniesienia się do głębszego podłoża, wyników wierceń badawczych i górnictwa naftowego. W związku z dużą ilością nowych badań i informacji zostały one opracowane ponownie.

Podstawą reambulacji arkusza Bielsko-Biała MGP było 15 arkuszy SMGP wraz z Objaśnieniami: Wadowice (Książkiewicz, 1951a, b; reambulacja – Ryłko, 2015a, b), Milówka (Burtan i in., 1959; reambulacja – Ryłko, 2018), Zawoja (Książkiewicz, 1971a, b; reambulacja – Jankowski, 2013), Sucha Beskidzka (Książkiewicz, 1974a, b; reambulacja – Jankowski i in., 2018), Czarny Dunajec (Watycha, 1976b, 1977a; reambulacja – Gaździcka i in., 2019), Jeleśnia (Golonka, Wójcik, 1978a, b; reambulacja – Wójcik, 2018), Jabłonka (Watycha, 1977b, c; reambulacja – Wasiluk, Chowaniec, 2013), Rabka (Paul, Ryłko, 1986, 1987; reambulacja – Boratyn, Kmieciak, 2013), Czadca i Ujsoły (Ryłko i in., 1992, 1993), Osielec (Wójcik, Rączkowski, 1994; Książkiewicz i in., 2016), Myślenice (Paul i in., 1996, 2016), Bielsko-Biała (Nescieruk, Wójcik, 2013, 2014), Kalwaria Zebrzydowska (Ryłko, Paul, 2013a, 2014a), Lachowice (Ryłko, Paul, 2013b, 2014b), Kęty (Nescieruk, Wójcik, 2016a, b) oraz dokumentacja zgromadzona w czasie wieloletnich prac kartograficznych nad SMGP.

Mapa utworów powierzchniowych jest wynikiem generalizacji do skali 1:200 000 wyżej wymienionych map szczegółowych. Mapa bez utworów czwartorzędowych powstała po zestawieniu szkiców geologicznych odkrytych w skali 1:100 000, zawartych w objaśnieniach tekstowych do cytowanych arkuszy SMGP. Szkice te, wykonane przez wielu autorów, różniły się między sobą treścią. Wymagało to opracowania spójnych dla całego obszaru arkusza obrazów tektoniki i podłoża czwartorzędu.

Literatura geologiczna wykorzystana w celu opracowania niniejszego arkusza jest bardzo bogata. Są to głównie teksty objaśniające do cytowanych arkuszy SMGP oraz inne publikacje związane z omawianym obszarem, szeroko omówione w wyżej wymienionych tekstach, a także w pierwszej wersji Objaśnień do arkusza Bielsko-Biała MGP (Golonka, 1981).

Pierwsze wzmianki na temat geologii badanego obszaru sięgają końca XIX i początku XX w. W niniejszym opracowaniu uwzględniono najważniejsze pozycje przedstawiające kolejne etapy rozpoznania geologicznego. Utworami fliszowymi Karpat wewnętrznych zajmowali się m.in.: Uhlig (1891, 1903, 1904, 1907), Lugeon (1903), Limanowski (1905, 1910), Nowak (1927). Paleogeńskie serie fliszowe Karpat wewnętrznych były przedmiotem licznych opracowań, zarówno polskich, jak i słowackich. Badania Gołąba (1947, 1952, 1956, 1959), Michalika (1958), Radomskiego (1958, 1959), Watychy (1959, 1968), Halickiego (1961), Andrusova i innych (1962), Marschalko (1968), Wiesera (1973), Małeckiej (1981) i Ludwiniaka (2008) dotyczyły litologii, petrografii, tektoniki, procesów sedymentacji serii fliszowych i kierunków transportu materiału detrytycznego, a także zagadnień hydrogeologicznych. Pozycja stratygraficzna tego kompleksu osadowego określona została na podstawie badań mikropaleontologicznych, które wykonywali: Bieda (1959), Blaicher (1973),

Dudziak (1983, 1984, 1986), Gedl (1998, 1999, 2000a, 2000b), Gaździcka (1999) i Garecka (2005). Początkowo flisz podhalański uważany był za serię górnoeoceńską, stanowiącą kontynuację sedymentacji węglanowej kompleksu numulitowego. Analiza zespołów nanoplanktonu wapiennego, które w przeważającej części stanowią element autochtoniczny, wykazała dużą lukę stratygraficzną w południowym skrzydle niecki podhalańskiej, na kontakcie warstw zakopiańskich z „eocenem numulitowym" (Gaździcka, 1999; Garecka, 2005). Badaniem skamieniałości śladowych zajmowali się: Roniewicz i Pieńkowski (1977), Pieńkowski i Westwalewicz-Mogilska (1986), a tufitami – Michalik i Wiesser (1959), Westwalewicz (1972), Roniewicz i Westwalewicz-Mogilska (1974) oraz Sobień (2005).

Na autochtoniczny charakter paleogeńskiego kompleksu osadowego wokół Tatr po raz pierwszy wskazali Kuźniar (1909, 1911) i Limanowski (1910), natomiast kontakt omawianego kompleksu z pienińskim pasem skałkowym badał Horwitz (1932, 1935). Tektoniką Podhala zajmowali się Halicki (1963), Boretti-Onyszkiewicz (1968), Morawski (1972), Pepol (1972), Mastella (1975), Mastella i Mizerski (1977), Ozimkowski (1978, 1991), Mastella i Ozimkowski (1979) oraz Mastella i inni (1988).

Badania serii osadowych neogenu, występujących w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, rozpoczęte zostały u schyłku XIX w. przez Raciborskiego (1892). Badania geologiczne (Birkenmajer, 1954; Watycha, 1971a, b), paleontologiczne (Woźny, 1976) i paleobotaniczne (Raciborski, 1892; Szafer, 1950, 1952, 1954; Łańcucka-Środoniowa, 1963, 1965; Oszast, 1970a, b, 1973; Stuchlik, 1970; Tran Din Nghia, 1974) tych utworów wykazały, że mają one wyłącznie genezę lądową (słodkowodną).

Watycha (1976a, 1977a, b), po analizie profili otworów wiertniczych i odsłonięć powierzchniowych, wyróżnił w badanym rejonie pięć jednostek litostratygraficznych. Są to warstwy: czarnodunajeckie, orawskie, z Koniówki, z Podczerwonego i mizerniańskie. Wiek tych utworów jest dyskusyjny (Tran Din Nghia, 1974; Woźny, 1976; Lesiak, 1994). Tufity występujące w dwumetrowej miąższości osadach neogenu opisali Sikora i Wieser (1977). Badania tektoniczne zapadliska orawsko-nowotarskiego, w tym charakter uskoków i ich genezę, przedstawiali Bac-Moszaszwili (1995), Baumgart-Kotarba (1996, 2001), Pomianowski (1995, 2003), Łój i inni (2007), Struska (2008, 2009) oraz Łoziński i inni (2017). Podobnie jak wyniki badań stratygraficznych, interpretacja tektoniczna zapadliska też nie jest jednoznaczna. Zjawiska neotektoniczne, których jednym z przejawów jest występowanie spękanych klastów w plioceńskich żwirach, badali: Zuchiewicz (1994), Tokarski i Zuchiewicz (1998) oraz Kukulak (1999). Budowa geologiczna i tektogeneza Kotliny Orawskiej, której południowo-zachodnia część znajduje się poza granicami Polski, przedstawione zostały w monograficznej publikacji dotyczącej północno-zachodniej Orawy (Gross i in., 1993).

Stratygrafia utworów czwartorzędu na obszarze niecki Podhala opiera się głównie na kryteriach geomorfologicznych. Wykształceniem litologicznym osadów tego systemu oraz datowaniem poziomów tarasów rzecznych zajmowali się Roemer (1929), Halicki (1930), Klimaszewski (1948), Watycha (1976a, 1977a, b),

Kukulak (1993), Mojski i Watycha (1984) oraz Baumgart-Kotarba (1982, 1983, 1996). W cytowanych wyżej pracach przyjęto co najmniej cztery etapy rozwoju lodowców w Tatrach, odpowiadające alpejskim zlodowaceniom: Günz, Mindel, Riss i Würm. Na Podhalu śladami tych zlodowaceń są pokrywy żwirów rzeczno-lodowcowych. Na uwagę zasługują także badania paleobotaniczne torfowisk: Puścizna Rękowiańska (Koperowa, 1962; Obidowicz, 1990, 2005), Przymiarki (Obidowicz, 1990) oraz Molkówka (Koperowa, 1962; Obidowicz, 1996).

Oddzielny i złożony problem stanowi pieniński pas skałkowy, na temat którego pierwsze wzmianki znajdują się w pracach Staszica (1815), Hoheneggera (1855) i Neumayra (1871). Oprócz wyżej wymienionych zajmowali się nim: Rabowski (1925, 1926, 1930), Horwitz i Rabowski (1929), Bieda i Horwitz (1931) oraz Horwitz i Sujkowski (1936). Znaczenie dla omawianego terenu mają także prace Andrusova (1938, 1959, 1965) dotyczące oprócz pienińskiego pasa skałkowego także serii magurskiej, paleogenu podhalańskiego i neogenu zapadliska orawsko-nowotarskiego. Do rozpoznania zachodniego odcinka pienińskiego pasa skałkowego przyczyniły się prace Horwitza (1935, 1937a, b, c, 1938), na co zwrócili uwagę Książkiewicz (1972) i Birkenmajer (1973). Po 1945 r. prace na tym obszarze prowadził Birkenmajer (1954, 1958a, b, 1963, 1965, 1973), a także Birkenmajer i Wieser (1956) oraz Alexandrowicz (1966). Morgiel i Sikora (1973) stwierdzili występowanie osadów paleogenu i neogenu w Zaskalu. W ostatnich dekadach badania stratygraficzne serii pienińskich prowadzili m.in.: Myczyński (1973), Nowak (1978b), Kutek i Wierzbowski (1979, 1986), Jednorowska (1980), Birkenmajer i Myczyński (1984, 2000), Wierzbowski i Remane (1992), Krobicki (1994, 1996), Myczyński i Wierzbowski (1994), Wierzbowski (1994), Bąk (1995, 1998, 2000), Wierzbowski i inni (1999, 2004), Bąk i inni (2000), Krobicki i Wierzbowski (2004) oraz Rehakova i Wierzbowski (2005).

Pierwsze wzmianki na temat geologii Karpat zewnętrznych znajdują się w pracach autorów z pierwszej połowy XIX w., takich jak Pusch-Koreński (1836) i Zejszner (1849). Duże znaczenie dla ustalenia podstaw geologii tego obszaru miały prace geologów austriackich i niemieckich: Hoheneggera (1861a, b), Paula (1868, 1869, 1886a, b, 1887), Römera (1870), Baiera (1881), Tauscha (1886, 1888), Tietzego (1881, 1895), Uhliga (1907) i Petraschecka (1912, 1928). Hohenegger (1861a, b), m.in. przedstawił zarys stratygrafii utworów jednostki śląskiej, wydzielając warstwy: cieszyńskie, wierzowskie, grodziskie i istebniańskie. Paul (1886c, 1888) podzielił osady jednostki magurskiej, wyróżniając warstwy ropianieckie, beloweskie i piaskowiec magurski. Opracowanie przez Uhliga (1883, 1885, 1886, 1888, 1891, 1903, 1904, 1907) skamieniałości, głównie kredowych, przyczyniło się do dokładnego ustalenia stratygrafii utworów wspomnianych wyżej warstw. Z okresu prac geologów wiedeńskich w Karpatach pochodzą też pierwsze dokładniejsze mapy (w skali 1:75 000). W latach 1887–1912 Akademia Umiejętności w Krakowie wydała Atlas geologiczny Galicji zawierający mapy w skali 1:75 000. Mapy te częściowo obejmują obszar badań. Prace nad nimi były prowadzone przez Szajnochę (1903, 1907), a dla północnego skrawka omawianego obszaru przez Zaręcznego (1894), którego mapa jest

aktualna do dziś. Z innych badaczy końca XIX w. wymienić należy Dunikowskiego (1885) i Grzybowskiego (1896), którzy jako pierwsi wykorzystali do badań stratygraficznych fliszu – mikropaleontologię.

Próby nowoczesnego ujęcia tektoniki Karpat zewnętrznych zaczęły się wraz z zastosowaniem do wyjaśnienia ich budowy geologicznej teorii płaszczowinowej. Limanowski (1905), a następnie Uhlig (1907) wyróżnili dwie jednostki tektoniczne. Według Uhliga (1907) były to płaszczowiny beskidzka i subbeskidzka. Nowak (1927) w swojej pracy będącej syntezą wiedzy geologicznej o Karpatach wyróżnił szereg płaszczowin zebranych w trzy grupy: brzeżną, średnią i magurską. Z innych prac syntetyzujących pierwszy okres badań należy wymienić opracowanie Zubera (1918).

W latach 1918–1939 rozpoczęły się szczegółowe badania kartograficzne obejmujące znaczną część opisywanego obszaru. Były one kontynuowane po 1945 r. Książkiewicz w latach 1926–1974 wykonał zdjęcia geologiczne między granicą obszaru omawianego arkusza na północy a rejonem arkusza Jabłonki na południu, w okolicach Wadowic, Kalwarii Zebrzydowskiej, w Beskidzie Wysokim oraz na Orawie (Książkiewicz, 1932, 1933, 1935a, b, 1948, 1956a, b, 1958, 1963, 1966, 1967, 1970a, b, 1974a, b). Jego prace zawierają szczegółowy opis wydzieleń litostratygraficznych jednostek: podśląskiej, śląskiej i magurskiej, a także szczegółowy obraz tektoniki tego terenu. Świderski od 1932 r. prowadził szczegółowe badania w okolicach Rabki. Prace Książkiewicza i Świderskiego prowadzone przed 1939 r. zostały przedstawione w postaci arkuszy Wadowice i Rabka SMGP wraz z objaśnieniami (Książkiewicz, 1951a, b; Świderski, 1953a, b).

Zdjęcie geologiczne rejonu Beskidu Śląskiego wykonane przez Burtanównę i innych (1937) do dzisiaj jest aktualne. Prace kartograficzne w rejonie Myślenic, a także w okolicach Żywca, na południowych stokach Beskidu Śląskiego i w przyległej części Beskidu Wysokiego prowadzone przez Burtan (1933, 1936, 1968a, b) są kontynuowane do dzisiaj. W okolicy Żywca prace prowadzili również Burtan i Sokołowski (1956) oraz Tokarski (1947, 1953), a w rejonie Bielska-Białej – Konior (1938). Po 1945 r. zdjęcie Beskidu Wysokiego na południe od Żywca zostało wykonane przez Sikorę i Żytkę (1960), a następnie przez Ryłko (1992, 1994). Zdjęcie obszaru między Bielskiem-Białą a Andrychowem wykonał Nowak (1959, 1967, 1970, 1973, 1975). Geologię obszaru na północ od Bielska-Białej badała Poprawa (1957, 1958). W 1964 r. została wydana Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, rejon Karpat i Przedgórza, zeszyt 2, bez objaśnień, na której Nowak (1966a–d), Burtan (1966), Burtan i Szymakowska (1966), Badak (1966a–d), Sikora (1966), Szymakowska (1966), Szymakowska i Żytko (1966) oraz Żytko (1966) zestawili wszystkie starsze mapy rękopiśmienne. Na badanym terenie tektoniką zajmowali się: Książkiewicz (1953, 1972), Żytko (1977, 2001), Żytko i inni (1989a, b), Żytko i Malata (2001) oraz Golonka i inni (2004). Tektonika płaszczowiny magurskiej była badana przez Borysławskiego i innych (1981), a rejon Babiej Góry – przez Alexandrowskiego (1985, 1989).

W wielu opracowaniach stratygraficznych dotyczących m.in. omawianego terenu wykorzystano oznaczenia mikrofauny, głównie otwornicowej. Należy tu wymienić przede wszystkim prace Biedy (1946, 1948,

1959, 1966), Liszkowej (1956, 1967), Gerocha (1957, 1960, 1966, 1967), Biedy i Książkiewicza (1958), Biedy i Żytki (1960), Blaicher (1961, 1964, 1967), Gąsiorowskiego (1962), Biedy i innych (1963, 1967), Gerocha i Nowaka (1963, 1974), Liszkowej i Nowaka (1964), Jednorowskiej (1966, 1975), Książkiewicza i Liszkowej (1972, 1979), Morgiel i Sikory (1972), Nowaka (1973), Liszkowej (1974), Olszewskiej (1979, 1981, 1984, 1997), Malaty (1981, 2000, 2002), Słomki (1986, 1995), Leszczyńskiego i Malaty (2002), Golonki i Waśkowskiej-Oliwy (2007). Wykonano również kilka opracowań zbiorczych, monograficznych. Są to: Mapa Geologiczna Karpat Polskich w skali 1:200 000 (Sokołowski, 1958), Atlas geologiczny Polski (Książkiewicz, red., 1962) oraz opracowania Nowaka (1957, 1966a–d, 1971, 1973, 1978a, b, 1983), Biedy i innych (1963), Książkiewicza i innych (1965), Gerocha i innych (1967), Książkiewicza (1972), Koszarskiego i Ślączki (1973), Koszarskiego i innych (1974), Ślączki (1976a, b), Sikory (1980), Cieszkowskiego i innych (1985, 2007, 2017), Ryłko (2004), Golonki i innych (2004) oraz Moryca (2005). Z innych materiałów kartograficznych należy wymienić Przeglądową Mapę Geologiczną Polski 1:300 000, arkusz Cieszyn (Sokołowski, 1951, 1954), obejmującą północny fragment omawianego terenu, Mapę geologiczną Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000 (Doktorowicz-Hrebnicki, 1959a, b, 1960), Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000 (Buła, Kotas, 1994) oraz Atlas geologiczno-strukturalny (Buła i in., 2008).

Na południe od granicy Polski badania prowadzili Matějka i Roth (1949a,b, 1950, 1952, 1954), Matějka i Chmelik (1955), Mančik i Pesel (1964), Mišik i inni (1991) oraz Roth (1963).

Liczne opracowania dotyczące mioceńskich utworów zapadliska przedkarpackiego i jego podłoża zostały wykonane przez: Lewińskiego (1914), Stahla (1933), Jurę (1980) oraz Bułę i Jurę (1983b). Według cytowanych autorów morze mioceńskie zalało silnie urzeźbiony obszar z licznymi głębokimi kanionami wyciętymi w powierzchni skał karbońskich. Według Szaflarskiego (1955) rozcięcia te powstały w kilku cyklach erozyjnych, a Czarnocki (1933, 1935) i Makowski (1936) przedstawili dowody świadczące o dużej roli tektoniki w ukształtowaniu powierzchni karbonu. Na istnienie zaburzeń uskokowych w osadach miocenu wskazali też Makowski (1930) oraz Mitura i Kuciński (1952). Z kolei Alexandrowicz (1964), na podstawie analizy osadów miocenu i zjawisk tektonicznych, przyjął teorię równoczesnego przebiegu zjawisk tektonicznych i sedymentacji mioceńskiej. Szczegółowe dane na temat osadów mioceńskich zawierają m.in. publikacje Nowaka (1948) i Kracha (1939). Prace nad miocenem badanego obszaru były kontynuowane przez: Kracha i Książkiewicza (1950), Książkiewicza (1951a), Kracha i Nowaka (1956), Kracha (1958, 1962), Alexandrowicza (1959, 1963, 1965, 1974), Garlickiego (1964), Koniora i Kracha (1964, 1965), Neya (1968), Neya i innych (1974), Kucińskiego i Nowaka (1975), Kucińskiego i innych (1975) oraz Ślączkę (1976b, c). Zarys rozwoju paleogeograficznego zachodniej części zapadliska przedkarpackiego przedstawili Alexandrowicz (1964, 1965), Ney (1968), Ney i inni (1974) oraz Doktor (1983).

Problemy podziału stratygraficznego utworów miocenu w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego przedstawili: Krach i Książkiewicz (1950), Tołwiński (1950), Mitura i Kuciński (1952), Krach i Nowak (1956), Stemulak (1958), Konior (1960), Krach (1962), Alexandrowicz (1963, 1970, 1974), Konior i Krach (1964, 1965), Krach i inni (1970), Połtowicz (1974, 1989, 1995, 2004), Kuciński i inni (1975), Kuciński (1982), Buła i Jura (1983a), Doktor (1993, 1994), Garecka i inni (1996), Garecka i Jugowiec (1999), Olszewska (1999), Wójcik i inni (1999) oraz Moryc (2005). Badania Nowaka i innych (1978) oraz Oszast (1978) dowiodły, że na terenie zachodniej części zapadliska przedkarpackiego występują osady nie starsze niż dolnobadeńskie. Badania geologiczne i biostratygraficzne w rejonie andrychowskim (Wójcik, Jugowiec, 1998) wykazały, że akumulacja osadów w tej części zapadliska nie zakończyła się w badenie, jak dotychczas sądzono, ale trwała jeszcze w panonie.

Zagadnienia tektoniki osadów miocenu i jego podłoża poruszali m.in.: Karnkowski i Głowacki (1961), Ney (1968), Ney i inni (1974), Krzywiec (1997), Znosko i inni (1998), a sejsmicznością zajmował się Janczewski (1957). Prace z zakresu dynamiki zapadliska przedkarpackiego przedstawił Oszczypko (1996, 1977, 1999), a analizę pomiarów geodezyjnych Kowalczyk (1964).

Dane dotyczące podłoża osadów mioceńskich zawarte są między innymi w pracach następujących autorów: Alexandrowicza i innych (1968), Koniora (1969), Turnau (1970), Koniora i Ślączki (1972), Heflika i Koniora (1974a) oraz Ślączki (1976b). Szczegółowe dane (publikowane) dotyczące profilów głębszych otworów wiertniczych znajdują się w Katalogu wierceń górnictwa naftowego w Polsce (Moryc, 1970), a także w pracach Nowaka (1974), Gucika (1975), Gucika i innych (1975), Jasionowicza (1975a, b), Ślączki (1975, 1976b, c), Jawora i innych (1976), Żytki (1978), Jawora i Sikory (1979), Borysławskiego (1980), Żytki i Malaty (2001), Marcińca i Zimnala (2006) oraz Wójcika i innych (2006).

Na początku XX w. powstały pierwsze prace geologów i geografów dotyczące południowego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego (Kuźniar, Smoleński, 1913; Lewiński, 1914; Zierhoffer, 1928). Pełniejsze dane geologiczne dotyczące zagłębia, obejmujące również obszar arkusza, są zawarte w publikacjach powstałych w latach 1918–1935 i zebranych przez Czarnockiego (1932, 1935). Większe zainteresowanie tym rejonem nastąpiło w latach pięćdziesiątych XX w. W tym czasie, podczas dokumentowania złóż węgla kamiennego w rejonie Czechowic, Jawiszowic i Kęt, rozpoznano osady podłoża zapadliska i molasy mioceńskie. Prowadzone prace wiertnicze dostarczyły nowych danych na temat utworów fliszowych, osadów miocenu występujących na fliszu, molasy miocenu zapadliska przedkarpackiego oraz utworów podłoża podmioceńskiego (Czekaj, 1958; Konior, 1960, 1966, 1968; Burtan, 1962; Mikucka-Regułowa, Jawor, 1969; Jawor i in., 1976, 1988; Pieniążek, 1988; Moryc, 2018).

Dane dotyczące podłoża czwartorzędu są zawarte m.in. w pracach Doktorowicz-Hrebnickiego (1959a, b, 1960), Alexandrowicza (1963, 1964, 1965, 1969), Koniora (1969), Heflika i Koniora (1974a, b), Buły i Kotasa

(1994), Buły (2000, 2001), Buły i Żaby (2005) oraz w publikacji Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Praca zbiorowa, 1972). Większość otworów wiertniczych, którymi nawiercono osady karbonu, zestawili Buła i Kotas (1994). Problematyka karbonu stanowi odrębne zagadnienie i w związku z eksploatacją węgla kamiennego była wielokrotnie omawiana (m.in.: Praca zbiorowa, 1972; Buła, Kotas, 1994; Zdanowski, Żakowa, 1997).

Obszar arkusza jest również objęty opracowaniem dotyczącym identyfikacji pokładów węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (GZW) (Dembowski i in., 1964). Zagłębie to było tematem wielu ogólnych opracowań i analiz geofizycznych autorstwa m.in. Reczki i innych (1964) i Reczki (1972, 1983).

W latach 1968–1975 opracowano dokumentację wszystkich badań wykonanych metodą refrakcyjną dla tematu Karpaty i Przedgórze (Hałoń i in., 1975). Liczne są również dokumentacje badań elektrooporowych dla poszczególnych regionów czy obszarów górniczych, m.in. Czechowice-Dziedzice–Wilamowice (Rudzki, 1965; Rulska, Rudzki, 1966; Hałoń i in., 1975) i innych obszarów opisanych w pracach Lembergera i innych (1976), Fajklewicza (1960), Drwiły (1972) oraz Bojdysa i Lembergera (1986). W poznaniu zagadnień miocenu zapadliska przedkarpackiego dużą rolę odegrały też badania geofizyczne, w tym sejsmiczno-refleksyjne, magnetotelluryczne, grawimetryczne i geoelektryczne (Święcicka-Pawliszyn, 1980; Molek, Oraczewski, 1988; Ryłko, Tomaś, 1990, 1995; Molek, Klimkowski, 1991), a dla części obszaru wykonane było zdjęcie magnetyczne (Gajewski, Pepel, 2000). Profile sejsmiczne dostarczyły m.in. informacji na temat głębokości zalegania spągu osadów mioceńskich wyżej wymienionego zapadliska.

Dane dotyczące osadów czwartorzędowych są zawarte w objaśnieniach do map i regionalnych opracowaniach geologicznych wymienionych poprzednio. Oprócz tego istnieje bogata literatura dotycząca wyłącznie zagadnień geomorfologicznych, litologicznych i stratygraficznych czwartorzędu. Interesujące materiały wykorzystane do rozpoznania utworów czwartorzędu znajdują się w różnego typu dokumentacjach geologiczno-złożowych czy pod budowane zapory wodne np. na Koszarawie w Przyborowie (Dzierwa i in., 1962).

Obszerne omówienie historii badań czwartorzędu na opisywanym obszarze jest zawarte w pracy Klimaszewskiego (1967), który wymienia m.in. takich badaczy zajmujących się tym zagadnieniem, jak: S. Staszic, L. Zejszner, A. Alth., V. Uhlig, J. Siemiradzki, E. Romer, L. Sawicki, B. Halicki, S. Pawłowski, W. Szafer, M. Klimaszewski, A. Jahn, S. Środoń, K. Birkenmajer, M. Sobolewska i L. Starkel. W niniejszych Objaśnieniach wykorzystano opracowania Stolfówny (1932), Klimaszewskiego (1936, 1948, 1952, 1967), Koniora (1939), Jahna (1952), Cegły (1960, 1963, 1972), Stupnickiej (1960, 1963), Dudziaka (1961, 1966, 1970), Niemirowskiego (1963, 1964), Sobolewskiej i innych (1964), Koperowej i Środonia (1965), Mojskiego i Rühlego (1965), Środonia (1965, 1968, 1972), Starkla (1967, 1971, 1972a, b, 1973, 1979, 1980a, b, 1983, 1984), Sobolewskiej (1969), Klimaszewskiego (1972), Klimka i Starkla (1972), Bobera i innych (1980), Gilewskiej i Starkla (1980), Gilot i innych (1982), Rutkowskiego (1984a, b), Mojskiego (1985), Tyczyńskiej i Chmielowca (1988), Mamakowej i Rutkowskiego (1989) oraz Alexandrowicza (1991a, b).

Na podstawie wyżej wymienionych publikacji można twierdzić, że najstarszymi osadami plejstoceńskimi na omawianym terenie są, leżące bezpośrednio na iłach mioceńskich, żwiry kwarcowo-piaskowcowe (Kuźniar, Smoleński, 1913; Makowski, 1936). Na nich leżą gliny morenowe zlodowaceń południowopolskich, na których osadziły się piaski wodnolodowcowe zlodowaceń środkowopolskich. Występujące w spągu lessów szare gliny zostały uznane przez Makowskiego (1936) za nietypowe osady moreny dennej, które miejscami przechodzą w piaski. Z dotychczas przeprowadzonych badań wynika, że na terenie Wysoczyzny Pszczyńskiej pod glinami lodowcowymi występują obniżenia wypełnione materiałem żwirowo-ilastym o bliżej nieustalonej pozycji stratygraficznej, które mogą być zarówno osadami staroczwartorzędowymi, jak i plioceńskimi (Klimek, 1972, 1987). Problematyka pyłów okrywających grzbiety i stoki Pogórza Karpackiego i kotlin śródgórskich była poruszana przez Cegłę (1960, 1963, 1972), Gerlacha (1991, 1993) oraz Grabowskiego i innych (1996).

Nie ma jednolitego poglądu co do liczby nasunięć lądolodu na omawiany obszar. Według Stupnickiej (1963) oraz Ryłko i Paula (1994, 1998) lądolód nasunął się na teren badań dwukrotnie – w okresie zlodowaceń Sanu i Odry. Zasięg zlodowacenia Odry jest ciągle dyskusyjny. Koncepcję o dwukrotnym zlodowaceniu tego obszaru wysunął Olbricht (1921), który powiązał utwory lodowcowe na terenie Śląska ze zlodowaceniami południowopolskimi i środkowopolskimi. Na podstawie analizy stanowiska w Wilamowicach Stupnicka (1963) przyjęła zasięg lądolodu zlodowacenia Odry aż po próg Pogórza Śląskiego, jednak kwestia ta nie jest ostatecznie rozstrzygnięta.

Bogata literatura dotycząca osuwisk szczegółowo została przedstawiona w Objaśnieniach do poszczególnych arkuszy SMGP. Dotyczy to zarówno ich genezy, jak i czasu powstania. Zagadnienia te omówione są w pracach Kleczkowskiego (1955), Ziętary (1968, 1969), Bobera i Wójcika (1977), Bobera (1983, 1984), Ziętary i Jakubskiej (1983), Ziętary i Bajger (1989), Bobera i innych (1997), Wójcika (1997, 2002) oraz Margielewskiego (2003, 2006). Wiele nowych danych dotyczących ruchów masowych znajduje się w opracowaniach wykonanych na potrzeby Systemu Osłony Przeciwosuwiskowej (SOPO) dla gmin na terenie Karpat.

GEOMORFOLOGIA

Teren arkusza Bielsko-Biała pod względem fizycznogeograficznym położony jest w obrębie trzech dużych jednostek geomorfologicznych: Zewnętrznych Karpat Zachodnich, Podkarpacia Północnego i południowej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Kondracki, 2009). Natomiast według podziału geomorfologicznego Polski południowej (Klimaszewski, red., 1972) południowa część obszaru objętego zasięgiem arkusza Bielsko-Biała należy do podprowincji Zachodnich Karpat Wewnętrznych i Zewnętrznych, a część północna, według Gilewskiej (1986) i Kondrackiego (2009) – do podprowincji Kotlin Podkarpackich Zachodnich, a w niej do makroregionu Kotliny Oświęcimskiej (tab. 2). W północno-zachodniej części terenu arkusza znajduje się fragment Wyżyny Śląsko-Krakowskiej Południowej.

Tabela 2

Podział geomorfologiczny obszaru arkusza (na podstawie Klimaszewskiego, red., 1972; Klimka, 1972; Starkla, 1972a, b; Gilewskiej, 1986; Kondrackiego, 2009)

Podprowincje	Makroregiony	Mezoregiony	Regiony	Mikroregiony
Kotliny Podkarpackie Zachodnie [4,5] (A)	Kotlina Oświęcimska [2,4,5] (I)	Wysoczyzna Pszczyńska [2] (1)		
		Dolina Górnej Wisły – odcinek zachodni [5] (2)		
		Podgórze Wilamowskie [5] (3)		
Wyżyna Śląsko-Krakowska Południowa [4,5] (B)	Brama Krakowska [5] (II)	Obniżenie Cholerzyńskie [5] (4)		
		Pomost Krakowski [5] (5)		
		Rów Skawiński [5] (6)		
Zachodnie Karpaty Zewnętrzne [1,3] (C)	Pogórze Karpackie [1,3] (III)	Pogórze Śląskie [3] (7)	Dział Bielski [3] (7.1)	
			Dział Pisarzowski [3] (7.2)	
			Dział Andrychowski [3] (7.3)	
			Dział Wadowicki [3] (7.4)	
		Pogórze Wielickie [3] (8)	Pogórze Wiśnickie [3] (8.1)	Płaskowyż Draboża [3] (8.1.1)
				Wzgórza Lanckorońskie [3] (8.1.2)
				Obniżenie Głogoczowskie [3] (8.1.3)
				Płaskowyż Świątnicki [3] (8.1.4)
				Garby Sieprawia [3] (8.1.5)
				Obniżenie Myślenickie [3] (8.1.6)
				Wzgórza Strzyżyckie [3] (8.1.7)
	Beskidy [3] (IV)	Beskidy Morawsko-Śląskie [3] (9)	Beskid Śląski [3] (9.1)	Grupa Klimczoka [3] (9.1.1)
				Grupa Baraniej Góry [3] (9.1.2)
			Beskid Mały [3] (9.2)	Grupa Magurki [3] (9.2.1)
				Grupa Madohorej [3] (9.2.2)
				Grzbiet Choczniański [3] (9.2.3)
		Obniżenie Jabłonkowskie [3] (10)	Brama Koniakowska [3] (10.1)	Pasma Pochodzitej [3] (10.1.1)
				Kotlina Milówki [3] (10.1.2)
			Kotlina Żywiecka [3] (10.2)	Działy Leśnej i Dolina Soły [3] (10.2.1)
				Wzgórza Grójeckie [3] (10.2.2)
				Obniżenie Gilowic [3] (10.2.3)
			Pasma Bramy Krzeszowskiej [3] (10.3)	Pasmo Kiczory–Zwalisk [3] (10.3.1)
				Kotlina Jeleśni [3] (10.3.2)
				Grzbiet Lasku [3] (10.3.3)
				Wzgórza Żurawnicy [3] (10.3.4)
		Beskid Żywiecki [3] (11)	Grupa Wielkiej Raczy [3] (11.1)	Pasmo Zwardońskie [3] (11.1.1)
				Pasmo Wielkiej Raczy–Rycerzowej [3] (11.1.2)
				Pasmo Ujsolskie [3] (11.1.3)
			Grupa Pilska [3] (11.2)	Pasmo Romanki [3] (11.2.1)
				Grzbiet Pilska [3] (11.2.2)
			Grupa Babiogórska [3] (11.3)	Pasmo Jałowca [3] (11.3.1)
				Grzbiet Babiej Góry [3] (11.3.2)
				Grzbiet Policy [3] (11.3.3)
			Beskid Średni [3] (11.4)	Pasmo Babicy [3] (11.4.1)
				Pasmo Kotonia [3] (11.4.2)
				Grupa Stołowej–Klimasa [3] (11.4.3)
				Pasmo Lubomira [3] (11.4.4)
		Działy Orawskie [3] (12)		

Tabela 2

Podprowincje	Makroregiony	Mezoregiony	Regiony	Mikroregiony
Zachodnie Karpaty Zewnętrzne [1,3] (C)	Beskidy [3] (IV)	Brama Sieniawska [3] (13)	Obniżenie Jordanowskie [3] (13.1)	
			Płaskowyż Naprawski [3] (13.2)	
			Kotlina Chabówki [3] (13.3)	
			Płaskowyż Żeleźnicy [3] (13.4)	
			Pogórze Sieniawskie [3] (13.5)	
		Beskid Wyspowy [3] (14)	Tymbarskie Góry Wyspowe [3] (14.1)	
			Działy Gorczańskie [3] (14.2)	
		Beskid Sądecki [3] (15)	Gorce [3] (15.1)	
		Kotlina Orawsko-Nowotarska [1, 3] (16)		
Zachodnie Karpaty Wewnętrzne [1] (D)	Podhale [1] (V)	Pas Skalicowy [1] (17)		
		Pogórze Gubałowskie [1] (18)		

[1] Klimaszewski, red., 1972; [2] Klimek, 1972; [3] Starkel, 1972a, b; [4] Gilewska, 1986; [5] Kondracki, 2009

Pod względem hipsometrycznym jest to teren o elewacjach przekraczających 1700 m n.p.m. Najwyżej położony punkt (1725,0 m n.p.m.) znajduje się w obrębie Pasma Babiogórskiego i jest nim szczyt Diablak, najniżej położone miejsca (148 m n.p.m.) są w dolinie Wisły w okolicach Krakowa. Ta rozpiętość wysokościowa oddaje charakter rzeźby, na którą składają się obszary grzbietów karpackich oraz równiny w obrębie kotlin przedgórskich i śródgórskich. Znaczne deniwelacje względne związane są ze stosunkowo młodym podniesieniem tektonicznym Karpat i rozcięciem terenu przez głębokie doliny rzek i potoków.

Charakterystycznym elementem rzeźby są hałdy (w tym pochodzące z eksploatacji węgla kamiennego) wyraźnie zaznaczające się w okolicach Skawiny, Czechowic-Dziedzic i Brzeszcz. Związane są głównie z działalnością przemysłową lub górnictwem węgla kamiennego.

Zachodnie Karpaty Wewnętrzne (D) zajmują południowo-wschodnie narożе obszaru arkusza (tab. 2, fig. 1). Jest to teren o stosunkowo dużych deniwelacjach, którego powierzchnia łagodnie opada z południa ku północy i jest rozcięta doliną Czarnego Dunajca i dolinami jego dopływów. Znaczna część obszaru pokryta jest aluwialnymi osadami piaszczysto-żwirowymi przykrywającymi utwory mioceńskie. W jego obrębie wyróżnia się Podhale (V), które dzieli się na Pas Skalicowy i Pogórze Gubałowskie, zajmujące największą powierzchnię w obrębie Karpat Wewnętrznych.

Pogórze Gubałowskie (18), którego niewielki zachodni fragment występuje w południowo-wschodniej część terenu arkusza Bielsko-Biała, od północy i zachodu graniczy z Kotliną Orawsko-Nowotarską (Klimaszewski, red., 1972; Starkel, 1972a, b), a właściwie z jej zachodnią częścią zwaną także Kotliną Orawską (Klimaszewski, red., 1972; Kondracki, 2009) i Pieninami. Rzeźba Pogórza ma charakter erozyjno-denudacyjny. Klimaszewski (red., 1972) wyróżnia w jego obrębie trzy spłaszczenia denudacyjne. Poziomy te tworzą płaskie garby, często o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Rozdzielają one głębokie wciosowe doliny potoków.

Fig. 1. Podział obszaru arkusza Bielsko-Biała na jednostki fizycznogeograficzne (numeracja zgodna z tab. 2) według: Klimaszewskiego (red., 1972), Starkla (1972a,1973), Gilewskiej (1972) i Klimka (1972), skorygowany

Granice: *1* – podprowincji, *2* – makroregionów, *3* – mezoregionów, *4* – regionów, *5* – mikroregionów

Pas Skalicowy (pieniński pas skałkowy) (Pieniny) (17) zajmuje niewielki fragment terenu w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, między Kotliną Orawską a Pogórzem Gubałowskim, i stanowi północną granicę Karpat Wewnętrznych (Klimaszewski, red., 1972). Jest to najdalej na zachód wysunięta część wąskiego pasa o szerokości około 3 km, w którego obrębie występują izolowane skałki wapienne, głównie wieku jurajskiego, tkwiące w mało odpornej osłonie łupkowo-piaskowcowej.

Zachodnie Karpaty Zewnętrzne (C) to główna jednostka geomorfologiczna na terenie arkusza Bielsko-Biała (fig. 1). Na północ od Podhala znajduje się bardzo zróżnicowany geomorfologicznie obszar

Beskidów (Starkel, 1972b, 1973), a na północ od niego – Pogórze Karpackie (tab. 2, fig. 1). Beskidy od Pogórza oddziela wysoki (400–800 m) próg denudacyjny, szczególne dobrze widoczny w zachodniej części omawianego terenu w postaci progu Beskidu Małego.

We wschodniej części, pomiędzy dolinami Czarnego Dunajca i Orawy znajduje się Kotlina Orawska (16). Jest to teren obniżony zarówno morfologicznie, jak i tektonicznie w stosunku do terenów przyległych. Obniżanie zachodziło od miocenu środkowego i zachodzi do czasów współczesnych (Birkenmajer, 1978; Baumgart-Kotarba, 1996). Przez Kotlinę przechodzi dział wodny między zlewiskami Morza Czarnego (dorzecze Orawy) i Morza Bałtyckiego (dorzecze Dunajca). Kotlina Orawska w południowej części ma szerokość 4 km i rozszerza się ku północnemu zachodowi do 15 km. W jej obrębie znajduje się szeroki stożek Czarnego Dunajca oraz stożki dopływów Orawy odwadniające stoki Pasma Babiogórskiego. Stożek Czarnego Dunajca jest to łagodnie nachylona ku północy powierzchnia z licznymi płytkimi śladami starych koryt. Równinę stożka skośnie przecina z południowego zachodu na północny wschód postglacjalna i holoceńska dolina Czarnego Dunajca, o szerokości 100–700 m, ograniczona tarasami o wysokości 6–20 m n.p. rzeki. Na zachodnim skrzydle równi stożka oraz w jego starszych osadach na pokrywach z gliny utworzyły się liczne torfowiska wysokie, które wielkimi płaskimi naroślami podwyższają tę jego część (torfowisko: Mała Puścizna, Wielka Puścizna, Puścizna–Rudno). Niektóre z tych torfowisk były przez wiele lat eksploatowane. Według Starkla (1972a, b) obszar Kotliny Orawsko-Nowotarskiej należy do Karpat Wewnętrznych. Badania wykonywane obecnie pokazują, że prawie w całości utwory wypełniające tę Kotlinę (iły oraz żwiry mioceńskie), przykryte czwartorzędowymi różnowiekowymi glinami, utworami rzecznymi i glacjofluwialnymi, występują na utworach płaszczowiny magurskiej. Dlatego wydaje się, że Kotlina ta powinna być włączana do Zachodnich Karpat Zewnętrznych (fliszowych).

Na północ od Kotliny Orawskiej znajduje się Brama Sieniawska (13) (tab. 2, fig. 1), poprzeczne obniżenie w obrębie Karpat, na terenie którego wyróżnia się: Pogórze Sieniawskie, Płaskowyż Żeleźnicy, Kotlinę Chabówki, Płaskowyż Naprawski i Obniżenie Jordanowskie. Płaskowyż Żeleźnicy, w którego obrębie wysokości wielu grzbietów przekraczają 800, a nawet 900 m n.p.m., porozcinany jest głębokimi, wciosowymi dolinami dopływów Czarnej Orawy (Bukowiński Strumyk i Orawka), Skawy i Raby. Stoki tego płaskowyżu są strome, a na grzbietach, które są zazwyczaj zaokrąglone, widać fragmenty spłaszczeń włączane do poziomu środgórskiego. W niższych partiach stoków występują także poziomy zrównań: pogórski i dolinny. Płaskowyż Żeleźnicy oddzielony jest stromym stopniem od Pogórza Sieniawskiego na wschodzie i od Kotliny Chabówki na północnym wschodzie.

Na Pogórzu Sieniawskim (13.5) występują głęboko wcięte doliny dopływów Raby. Grzbiety są zaokrąglone, wysokość ich przekracza tylko lokalnie 700 m n.p.m. i jedynie między Sieniawą i Pyzówką wynosi ponad 800 m n.p.m. W partiach przydolinnych najczęściej spotyka się nachylenie stoków powyżej 35%. Na grzbietach

częste są spłaszczenia poziomu pogórskiego. W północnej części Pogórze Sieniawskie łagodnie opada w kierunku Kotliny Chabówki (13.3). Grzbiety w jej obrębie są silnie zaokrąglone, wierzchołki wzniesień kopulaste, a wysokość ich wynosi przeważnie 500–550 m n.p.m. Występują tu spłaszczenia poziomu pogórskiego. Stoki grzbietów są przeważnie słabo nachylone, często poniżej 10%. Doliny Skawy, Raby i ich dopływów są zazwyczaj szerokie i płaskodenne.

Na północ od Kotliny Chabówki rozciąga się Płaskowyż Naprawski (13.2), którego zachodnia część na południe od Sidziny-Przybysiowej ma nieco odmienną rzeźbę niż część wschodnia między Toporzyskiem a Naprawą. W zachodniej części wysokości wzniesień przekraczają 750 m n.p.m. Stoki są tam strome, szczególnie w przydolinnych częściach dopływów Głazy. Na grzbietach widać fragmenty spłaszczeń poziomu pogórskiego. Ku wschodowi wierzchołki wzgórz oraz grzbiety ulegają zaokrągleniu. Maksymalne wysokości są rzędu 500–600 m n.p.m. Widoczne są tam spłaszczenia poziomów: dolinnego, pogórskiego i śródgórskiego. W rejonie pasma Góry Ludwiki stoki są bardziej połogie, a wierzchołki wzniesień kopulaste (Naprawa Górna).

Ku północy Płaskowyż Naprawski przechodzi w Obniżenie Jordanowskie (13.1). Doliny Bystrej oraz Skawy i jej dopływów są szerokie i płaskodenne, a nachylenie stoków łagodne, nieprzekraczające 10%. Jedynie w południowo-zachodniej części obniżenia, między dolinami Bystrej i Toporzyska grzbiety są szerokie, zaokrąglone i występują na nich liczne fragmenty spłaszczeń poziomu przydolinnego.

Fragment wschodniej części obszaru objętego arkuszem zajmuje niewielką, zachodnią część Gorców (15.1). Jest to najniższa część pasma górskiego. Grzbiety są zaokrąglone, a stoki dość strome. Spływające z nich potoki wycięły głębokie, v-kształtne dolinki.

Na północ od właściwych Gorców występują Działy Gorczańskie (14.2). Na obszarze arkusza w ich skład wchodzą wzgórza Bania (607,0 m n.p.m.) i Grzebień (679,0 m n.p.m.), których stoki są dość strome, o nachyleniu w granicach 10–35%, a wierzchołki spłaszczone. Szeroka dolina Raby oddziela Działy Gorczańskie od Beskidu Wyspowego.

Środkową część obszaru arkusza zajmują Beskidy (IV; fig. 1, tab. 2), w których obrębie wyróżnia się na terenie arkusza Bielsko-Biała dwie grupy górskie: Beskidy Morawsko-Śląskie (9) (na terenie arkusza – Beskid Śląski) i Beskid Żywiecki (11) oddzielone od siebie ciągiem kotlin – tzw. Obniżeniem Jabłonkowskim. Swym kształtem i wyglądem nawiązują one ściśle do litologii skał podłoża i tektoniki mas fliszowych. W rzeźbie terenu dominują zaokrąglone grzbiety, których wierzchowiny sięgają powyżej 1000 m n.p.m.

Grupa Beskidu Śląskiego (9.1) charakteryzuje się widlastym układem grzbietów (Klimaszewski, 1948). Jej kulminacje znajdują się w części północno-wschodniej i są to Skrzyczne (1257,0 m n.p.m.) i Klimczok (1117,0 m n.p.m.). Od strony północnej grupa ta rozcięta jest przez Wisłę i jej dopływy: Brennicę, Jasienicę i Białą. Doliny potoków uchodzących do Soły w Kotlinie Żywieckiej (np. Brennej i Żylicy) są krótsze i głębiej

wcięte. Wcinając się do głębokości ponad 600–700 m, rozdzielają Beskid Śląski na terenie arkusza na grupę Baraniej Góry (1214,5 m n.p.m.)–Skrzycznego (1257,0 m n.p.m.) i grupę Klimczoka (1117,0 m n.p.m.). Wierzchowina Beskidu Śląskiego dowiązuje do beskidzkiego poziomu zrównania (Sawicki, 1909) urozmaiconego ostańcowymi skałkami na wychodniach twardych ławic skalnych (Alexandrowicz, 1978). Wzdłuż dolin i niższych grzbietów występują fragmenty zrównania w poziomie śródgórskim (około 800 m n.p.m.) i niekiedy niższych (Baumgart-Kotarba i in., 1969). W rzeźbie tej części Beskidów zaskakujący jest brak rozcięcia ich głębszymi dolinami od strony południowej (Starkel, 1972a, b). W rzeźbie stoków dominującym elementem tego obszaru są osuwiska (Ziętara, 1962, 1964, 1968, 1972). Obok cokołów skalnych tarasów ostatniego zlodowacenia o wysokości do 10 m n.p. rzeki i cokołów skalnych tarasów holoceńskich oraz progów wodospadowych w korytach (Alexandrowicz, 1978; Ziętara, Lis, 1987) duże osuwiska strukturalne wskazują na współczesne podnoszenie i rozcinanie bloku Beskidu Śląskiego (Starkel, 1967; Rączkowski i in., 1985; Zuchiewicz, 1995a, b). Niekiedy wiąże się występowanie tych osuwisk z ogniskami trzęsień ziemi na tym terenie (Bober, Wójcik, 1977). Grupa Beskidu Śląskiego znana jest z licznych jaskiń (Kowalski, 1954; Jaskinie Polski...) założonych głównie w strefach tektonicznie uwarunkowanych w obrębie osuwisk. Dużo jaskiń znajduje się w obrębie rezerwatu przyrody nieożywionej Kuźnie położonego na południowo-wschodnim stoku góry Muronka, na terenie wsi Twardorzeczka. W rejonie tym stwierdzono 37 jaskiń i schronisk skalnych, głównie typu szczelinowego, o genezie osuwiskowej. Największe z nich, Jaskinia Chłodna i Jaskinia Pod Balkonem, zostały objęte ochroną jako pomniki przyrody nieożywionej.

Na wschód od Beskidu Śląskiego znajduje się Beskid Mały (9.2), w którego obrębie można wyróżnić: na zachodzie Grupę Magurki, w środkowej części Grupę Madohorej i na wschodzie Grzbiet Choczniański (Grupę Choczni). Beskid Mały jest blokiem zrzuconym tektonicznie względem bardziej zachodniego bloku Beskidu Śląskiego, stąd w obrębie Beskidu Małego rejestruje się płytsze rozcięcie rzędu 400–500 m. Blok Beskidu Małego ze względu na odporność skał podłoża ma krajobraz niepowtarzalny w skali polskich Karpat. Charakteryzuje się on zwartością młodych form morfologicznych i stromością stoków. Przeważa tu typ rzeźby gór wyższych od poziomu śródgórskiego.

Pomiędzy Beskidami Morawsko-Śląskimi na północy a Beskidem Żywieckim na południu rozciąga się, na długości około 60 km, ciąg kotlin i bram charakteryzujących się typową rzeźbą pogórską – tzw. Obniżenie Jabłonkowskie (10). Ich szerokość jest zmienna i waha się od kilku do 20 km. W obrębie Obniżenia można wyróżnić trzy człony: Bramę Koniakowską, Kotlinę Żywiecką i Pasma Bramy Krzeszowskiej.

Brama Koniakowska (10.1) położona jest między Beskidem Śląskim a Grupą Wielkiej Raczy. Jest to typowy obszar wododziałowy, rozcięty dolinami potoków do głębokości 100–300 m. W jej obrębie mają źródła dopływy Odry – Olza, Wisły – Soła i Wagu (Dunaju) – Czadeczka. Wśród skał podłoża można wyróżnić utwory trzech jednostek tektonicznych (płaszczowin) Karpat fliszowych: śląskiej, przedmagurskiej i magurskiej

o bardzo zróżnicowanej litologii (od miękkich łupków podatnych na ruchy osuwiskowe po odporne, grzbietotwórcze piaskowce) i tektonice (skały zapadają stromo ku południowi lub stoją prawie pionowo). Na takim podłożu wykształciła się rzeźba twardzielcowa z asymetrycznymi grzędami typu hog's back (Baumgart-Kotarba i in., 1969). Duże różnice w odporności skał podłoża sprawiły, że rzeźba ma układ pasmowy. W obrębie najwyższych wzniesień (Pochodzita – 895,0 m n.p.m., Kikula – 845,6 m) obserwować można resztki poziomu środgórskiego. Niższe grzbiety ścięte są w poziomie zrównania pogórskiego. Na skałach łupkowych rozwinęły się obniżenia Kotlinek Istebnej i Milówki. Ta pierwsza zamknięta jest od zachodu epigenetycznym przełomem rzeki Olzy.

Trójkątna Kotlina Żywiecka (10.2) ma powierzchnię około 190 km^2. Dno kotliny położone jest na wysokości 350–400 m n.p.m., a nad nim wznoszą się zrównane grzbiety o wysokości do 450–480 m n.p.m. Kotlina Żywiecka dzieli się na trzy mikroregiony, a w części północnej łączy się Bramą Wilkowicką (znajdującą się w północnej części Działów Leśnej i Doliny Soły) z Pogórzem Śląskim (Starkel, 1972a, b; Żółkiewski, 1970). Dużą część jej dna pokrywają tarasy i stożki napływowe Soły i jej dopływów, tworzące stopnie tarasowe o zróżnicowanych wysokościach (Szaflarski, 1931, 1932; Alexandrowicz, 1991a, b; Wójcik, 1997). Osady rzeczne pokryte są miąższym płaszczem glin (Cegła, 1963) zbliżonych litologicznie do tzw. karpackiej odmiany lessów (Gerlach i in., 1991). Kotlina stanowi ważny węzeł hydrograficzny i często nawiedzana jest przez powodzie przekształcające najniższe tarasy i kamieniec (Ziętara, 1972).

Beskid Żywiecki (11) zbudowany jest w przewadze z utworów płaszczowiny magurskiej. Miąższość piaskowców magurskich budujących inwersyjne pasma często przekracza 1000 m. Strefy łupków, rozdzielające piaskowce, są na ogół bardzo wąskie i sprawiają, że pasma górskie mają zwarty charakter, a doliny wycięte w ich obrębie są wąskie i głębokie i dowiązują swym przebiegiem do linii tektonicznych. Głębokość rozcięcia osiąga niekiedy 800 i więcej metrów, a stoki mają kształty wypukłe i wypukło-wklęsłe, nachylone w granicach 20–45° (Starkel, 1983). Poprzeczne do głównych kierunków przebiegu grzbietów górskich obniżenia erozyjne i przełomowe doliny rzeczne Soły i jej dopływów oraz Skawy, dzielą Beskid Żywiecki na kilka odrębnych pasm górskich mających różne typy rzeźby i układ grzbietów. Najbardziej południowo-zachodni fragment w granicach Polski stanowi Grupa Wielkiej Raczy (11.1) (1235,8 m n.p.m.) w Paśmie Wielkiej Raczy–Rycerzowej (1225,5 m n.p.m.), która ma widlasty układ grzbietów inwersyjnych założonych na zapadających monoklinalnie ku południowi piaskowcach magurskich strefy facjalnej bystrzyckiej (Żytko, 1963; Ryłko i in., 1992, 1993). Od północy przylega do niej nieco niższe Pasmo Zwardońskie (najwyższy szczyt–Rachowiec – 960,0 m n.p.m.) założone na utworach strefy raczańskiej. Przebieg głównych dolin potoków dowiązuje na tym obszarze ściśle do stref występowania skał o mniejszej odporności (kompleksów łupkowych, marglistych i łupkowo-piaskowcowych – Malarz, 1983, 1991), a także do przebiegu niektórych stref tektonicznych (uskoków i nasunięć). W dolinach potoków występują zwężenia typu przełomów rzecznych

wycięte w obrębie piaskowców oraz rozszerzenia w strefie kompleksów łupkowych. Na obszarze występowania strefy raczańskiej znajdują się liczne osuwiska. Mniejsza liczba, ale za to dużych i głębokich osuwisk strukturalnych, związana jest z obszarem występowania utworów strefy bystrzyckiej. W warunkach klimatu peryglacjalnego utworzyły się gołoborza. Znajdują się one głównie na obszarze występowania piaskowców magurskich (Klimaszewski, 1948; Ziętara, 1972; Ryłko i in., 1993).

Grupa Pilska (11.2) oddzielona jest od Grupy Wielkiej Raczy przełęczą Glinka (Ujsolską – 842,0 m n.p.m.). Pasmo to składa się z kopulastego wyniesienia Pilska (1556,9 m n.p.m.) oraz przebiegającego równolegle do niego inwersyjnego grzbietu Lipowskiej (1323,3 m n.p.m.)–Romanki (1365,6 m n.p.m.) wchodzącego w skład Pasma Romanki. Rzeźba grzbietów jest rezultatem działania selektywnych procesów zachodzących na tym obszarze w okresie plejstocenu (Baumgart-Kotarba i in., 1969; Baumgart-Kotarba, 1974), a stoki pasma zajęte są przez dużą liczbę głębokich strukturalnych osuwisk skalnych (Ziętara, 1962, 1972; Bober, Wójcik, 1977; Golonka, Wójcik, 1978a, b; Wójcik, 1997). W wierzchowinowej partii Pilska przyjmowano istnienie form glacjalnych (Sawicki, 1913; Pawłowski, 1933), które kwestionowane były przez Klimaszewskiego (1948) i wykluczane przez Ziętarów (1958) oraz Ziętarę (1962, 1972). Sikora i Żytko (1960) stwierdzili na północnym stoku Pilska wał, którego genezę wiązali z istnieniem lodowca ze względu na to, że nałożony był na formy osuwiskowe. Wójcik (1994, 1997) na podstawie szczegółowych badań geologicznych w tej strefie udowodnił jego glacjalną genezę, a wiek określił na zlodowacenia północnopolskie. Stwierdził także istotny związek przebiegu głównych linii nasunięć stref facjalno-tektonicznych na przebieg współczesnych ruchów tektonicznych w dorzeczu Koszarawy oraz związek występowania osuwisk z występowaniem utworów piaskowcowych w ich podłożu (Wójcik, 1997, 1988).

Najwyższą grupą w obrębie Beskidów jest Grupa Babiogórska (11.3), składająca się z Grzbietu Policy, Pasma Jałowca i Grzbietu Babiej Góry ze szczytem Diablak. Od zachodu graniczy ona z Przełęczą Jałowiecką, a od wschodu – z Przełęczą Krowiarki. Stoki Diablaka noszą ślady przeobrażeń glacjalnych i osuwiskowych, a na przedpolu Babiej Góry występują szerokie stożki napływowe.

Na pozostałym obszarze występują pasma należące do Beskidu Średniego (11.4) stanowiącego najbardziej wysuniętą na wschód grupę górską Beskidu Żywieckiego. Przeważają w nim szerokie grzbiety o wysokości 700–900 m n.p.m. Przebieg grzbietów związany jest z występowaniem odpornych piaskowców, a północne stoki mają wyraźny charakter krawędziowy. Rozdzielone są one obniżeniami występującymi w obrębie mniej odpornych serii łupkowych i łupkowo-piaskowcowych. Beskid Średni rozcięty jest przełomową doliną Raby oraz dolinami jej dopływów na szereg mniejszych, równoleżnikowo przebiegających członów górskich: Pasmo Babicy (684 m n.p.m.), Grzbiet (pasmo) Kotonia (868 m n.p.m.), Grupę Stołowej (841 m n.p.m.)–Klimasa (858 m n.p.m.) i Grzbiet Zębalowej (859 m n.p.m.), a na wschód od Raby niewielkie Pasmo Uklejnej (912 m n.p.m.) należące do Pasma Lubomira. Charakteryzują się one na ogół wyrównanymi grzbietami

i stromymi stokami o profilu wypukłym. Na południe od góry Stołowej występuje odosobnione, monoklinalne wzniesienie góry Przykrzec (738 m n.p.m.) oraz Płaskowyż Naprawy i Obniżenie Jordanowskie wchodzące w skład Bramy Sieniawskiej (Starkel, 1972a, b).

W przełomowej (na odcinku od Lubnia po Myślenice) dolinie Raby występują listwy erozyjno-akumulacyjnych tarasów rzecznych wysokości 10,0–15,0 m n.p. rzeki, a na jej zboczach – liczne osuwiska (Jakubowski, Ostaficzuk, 1962; Jakubowski, 1967, 1974; Bober, 1984).

Południowo-zachodnia część obszaru arkusza obejmuje fragment doliny Skawy, która na tym odcinku ma charakter przełomowy. Występują tu duże osuwiska strukturalne, z których największe znane jest z północnych i zachodnich stoków góry Przykrzec (Bednarz, 1986).

Beskid Wyspowy (14) występuje we wschodniej części obszaru arkusza, gdzie dominują Luboń Mały (870,0 m n.p.m.) i Luboń Wielki (1023,5 m n.p.m.) o przebiegu grzbietów zachód–wschód. Grzbiety te są zaokrąglone, stoki dość strome. Spływające z nich potoki mają v-kształtne doliny. Wąskie dna tych dolin o niewyrównanym spadku, z wodospadami, świadczą o młodości rzeźby tego obszaru i współczesnym ich pogłębianiu. W obrębie grzbietów zaznaczają się dość licznie fragmenty spłaszczeń poziomu śródgórskiego.

Pogórze Karpackie (III; fig. 1, tab. 2) ze względu na zróżnicowanie fizjograficzne na terenie arkusza Bielsko-Biała dzieli się na Pogórze Śląskie i Pogórze Wielickie, które zlokalizowane są w północnej części terenu i mniej lub bardziej wyraźnym progiem graniczą z Kotliną Oświęcimską.

Pogórze Śląskie (7) rozciąga się równoleżnikowym pasem z zachodu na wschód aż po dolinę Skawy, a kulminacje terenu przekraczają tu 300 m n.p.m. Pogórze Śląskie poprzecinane jest poprzecznymi dolinami większych rzek, m.in. Białej, Soły i Wieprzówki. Wyróżnia się w jej obrębie od zachodu: Dział Bielski, Dział Pisarzowski, Dział Andrychowski i Dział Wadowicki.

Dział Bielski (7.1) i Dział Pisarzowski (7.2) mają charakter piedmontów przedgórskich zrównanych w poziomie przydolinnym (Starkel, 1972b), łagodnie opadających ku dolinom Wisły i Soły. Na powierzchni Działu Bielskiego potoki spływające z Beskidu Małego sypią stożki napływowe nadbudowujące wyrównaną powierzchnię. Omawiany teren jest wyraźnie wyniesiony w stosunku do Kotliny Oświęcimskiej i oddzielony wyraźnym progiem okrytym w wielu miejscach miąższymi pokrywami pyłowymi, tworzącymi równiny lessowe i pyłowe.

W wyniku braku wyraźnego progu na wschód od Wisły platforma Pogórzy przechodzi łagodnie w działy Kotliny Oświęcimskiej. Powierzchnia Pogórza Śląskiego obniża się od wysokości około 400 m n.p.m. u brzegu Beskidów do 300 m n.p.m. na granicy z Kotliną Oświęcimską. Stoki działów są łagodne, wklęsłe o nachyleniu przeciętnie 3–10°, jedynie bliżej większych dolin ich nachylenie zwiększa się do 10–20° i przeważają stoki wypukło-wklęsłe. Na całym Pogórzu Śląskim niskie garby poziomu przydolinnego stanowią łącznie około 58% powierzchni, wyższe elementy zajmują tylko około 16%. Znaczny jest udział den dolin

(26%). Obszar Pogórza Śląskiego zbudowany jest z silnie sfałdowanych serii mało odpornych łupków z nielicznymi wkładkami twardszych piaskowców, stąd rozwinął się tu dobrze najniższy poziom zrównania.

W czasie zlodowaceń kompleksu południowopolskiego lądolód pokrył obszar Pogórza, pozostawił gliny zwałowe i żwiry wodnolodowcowe. W szerokich dolinach rzecznych: Skawy, Wieprzówki i Frydrychówki występują systemy tarasów o wysokościach — 23,0–25,0 m; 15,0–23,0 m; 5,0–15,0 m; 3,0–5,0 m; 2,0–3,0 m i 0,5–2,0 m (Bober i in., 1980). Wyższe partie Pogórza pokryte są glinami zboczowymi lub miąższymi osadami glin lessopodobnych lub lessów.

W północno-wschodniej części arkusza Bielsko-Biała znajduje się Pogórze Wielickie (8), składające się z płatów wyżynnych o zbliżonej wysokości (250–300 m n.p.m.). Ciągnie się ono od doliny Skawy w kierunku wschodnim do doliny Raby. Pogórze Wielickie oddzielone jest od Kotliny Oświęcimskiej progiem pokrywającym się z granicą nasunięcia karpackiego.

Stoki Pogórza Wielickiego są okryte miąższymi pokrywami lessów, mułków lessopodobnych i osadów deluwialno-soliflukcyjnych. W obrębie południowej jego części można wyróżnić szereg mniejszych jednostek, których rzeźba jest ściśle uwarunkowana zróżnicowaną budową geologiczną. W północnym ciągu wzniesień tej części Pogórza znajduje się Płaskowyż Draboża, którego północne stoki są bardzo podatne na ruchy osuwiskowe. W najbardziej na południe wysuniętej części obszaru arkusza usytuowane są Wzgórza Lanckorońskie. Płaskowyż Draboża od pasma Wzgórz Lanckorońskich oddziela równoleżnikowa strefa Obniżenia Głogoczowskiego. W skład Pogórza Wielickiego wchodzą także: Płaskowyż Świątnicki, Garby Sieprawia, Obniżenie Myślenickie oraz fragmentarycznie występujące w obrębie terenu arkusza Wzgórza Strzyżyckie (fig. 1).

Północno-wschodnią część terenu arkusza, pomiędzy granicą terenu arkusza i Pogórzem Karpackim, stanowi Brama Krakowska (II; fig. 1; tab. 2) należąca do **Wyżyny Śląsko-Krakowskiej Południowej** (B) (Sawicki, 1911; Alexandrowicz, 1955). Jest to najsilniej zwężony odcinek rowu przedgórskiego między Garbem Tenczyńskim na północy i Spytkowicami w Karpatach. Leży on na styku trzech wielkich jednostek morfostrukturalnych: Wyżyn Śląsko-Małopolskich, Karpat i Kotlin Podkarpackich. W jego rzeźbie zaznaczają się stromościenne wzgórza zrębowe zbudowane z wapieni jurajskich i rów tektoniczny Wisły. Bramę Krakowską odwadnia Wisła, wijąc się między wzgórzami zrębowymi w odcinkach przełomów epigenetycznych (Staszic, 1815; Sawicki, 1909) lub też, jak uważa Alexandrowicz (1955), w przełomie powstałym przez dwukrotne odpreparowanie (w neogenie i w plejstocenie) zasypanej formy przedbadeńskiej o założeniach tektonicznych. Na omawianym obszarze występują rowy tektoniczne: Skotnik, Wisły i Dębnika oraz zręby Tyńca. Wapienie jury zrębu Kurdwanowa, wspólnie z osadami mioceńskimi, utworzyły garby stanowiące wyższy poziom Kotliny Sandomierskiej (Tyczyńska, 1968a, b).

W północno-zachodniej części terenu arkusza występuje Kotlina Oświęcimska (I), należąca do **Kotlin Podkarpackich Zachodnich** (A). W obrębie Kotliny można wyróżnić trzy mniejsze jednostki: Podgórze

Wilamowskie, Dolinę Górnej Wisły – odcinek zachodni i Wysoczyznę Pszczyńską. Zaznaczają się w niej podstawowe typy rzeźby: wysoczyzny i garby oraz doliny rzeczne z równinami tarasowymi.

Dolina Górnej Wisły – odcinek zachodni (2) ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Wyraźnie zaznacza się ona w morfologii jako płaski obszar obniżony w stosunku do otaczających go wysoczyzn. Głównym jej elementem są tarasy zalewowe (rędzinne), w których obrębie zaznaczają się różnowiekowe poziomy stożków Wisły i jej dopływów. Wzdłuż doliny Wisły, zwłaszcza w jej południowej części, znajdują się równiny piaszczyste. W kierunku wschodnim sięgają one aż do przełomu przez zręby Bramy Krakowskiej. Na powierzchni wyższych tarasów u podnóża Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, w okolicach Wołowic występują także pola piasków przewianych i wydmy.

Dolina Wisły jest formą starą, powstałą prawdopodobnie jeszcze pod koniec neogenu, w pliocenie górnym i wcześniej należała ona do dorzecza Odry. Dopiero w czasie zlodowaceń południowopolskich spełniała rolę doliny odprowadzającej wody lodowcowe na wschód.

Bezpośrednio przy korycie występują nieciągłe płaty dwóch poziomów tarasów zalewowych o wysokości 1–5 m n.p. rzeki (na mapie osady tych tarasów połączono w jedno wydzielenie). Tarasy niższe (1–3 m n.p. rzeki) zachowane są fragmentarycznie również na wschód od Oświęcimia. Tarasy wyższe (3–5 m n.p. rzeki) zajmują większy obszar i osiągają szerokość kilkuset metrów, a na ich powierzchni występują meandry Wisły, z których największe znajdują się w okolicach Skawiny. Poza tym, w obrębie tego tarasu ciągną się także zespoły wąskich i płytkich meandrów (o głębokości do 2,0–2,5 m), będących pozostałością jej dawnego koryta. U wylotu dolin rzek i potoków płynących z Karpat znajdują się szerokie i łagodnie nachylone stożki napływowe. Na powierzchni tarasów plejstoceńskich występują pola piasków eolicznych oraz zespoły wydm.

Wysoczyzny Przykarpackie obejmują obszar arkusza na południe od doliny Wisły (fig. 1). Na omawianym terenie znajduje się ich fragment obejmujący Podgórze Wilamowskie (3). Jest to falista wysoczyzna lessowa, leżąca na wysokości do 300 m n.p.m., wznosząca się od 40 do 70 m nad współczesne dna rozcinających je dolin rzek, wzdłuż których spotyka się listwy różnowiekowych tarasów rzecznych.

Północno-zachodnie narożе obszaru arkusza zajmuje Wysoczyzna Pszczyńska (1) graniczącа od południa z doliną Wisły. Jej powierzchnia jest falista i opada wyraźnym stopniem w kierunku rzeki. Wznosi się ona na wysokość 260–275 m n.p.m. Większość obszaru Wysoczyzny Pszczyńskiej, poza dnami dolin, jest przykryta pokrywami lessowymi.

Obszar arkusza zajmują zlewnie Skawy, Raby, Czarnej Orawy i Dunajca. Przebiega tu europejski dział wodny między zlewiskiem Morza Czarnego (zlewnia Orawy) i Bałtyckiego (pozostałe zlewnie). Omawiany obszar leży w dorzeczu Wisły i zlewni jej prawostronnych dopływów: Białej, Soły, Wieprzówki, Skawy i Wilgi. Sieć rzeczna jest zróżnicowana zarówno pod względem wielkości cieków, jak i ich wzajemnego układu oraz kierunków spływu. Główną rzeką jest Wisła, która w obrębie obszaru arkusza ciągnie się na długości

ponad 30 km. W tradycyjnym podziale hydrograficznym jest ona traktowana jako rzeka I rzędu, a jej dopływy (Biała, Soła, Skawa, Wilga) jako rzeki II rzędu. Dział wodny między zlewiskami Morza Czarnego i Morza Bałtyckiego przebiega w obrębie Obniżenia Orawskiego. Jest on niewyraźny ze względu na małe deniwelacje terenu, a także zmeliorowanie podmokłych jego części. Główny grzbiet Karpat stanowi kolejną istotną granicę hydrograficzną – jest to dział wodny Skawy, Raby i Dunajca.

Wisła w obrębie obszaru arkusza przeważnie płynie z zachodu ku wschodowi. Rzeka tworzy szereg meandrów, a spadek jej jest wyraźnie mniejszy niż w biegu górnym. Reżim hydrologiczny określany jest jako pluwialno-niwalny, ale przepływy regulowane są przez zbiornik retencyjny znajdujący się w jej górnym biegu. Do większych prawostronnych dopływów Wisły należą: Biała, Soła, Skawa, Wilga, Raba i Dunajec. Ważnym elementem sieci hydrograficznej jest Orawa należąca do zlewiska Morza Czarnego.

STRATYGRAFIA

Obszar arkusza Bielsko-Biała znajduje się w obrębie kilku elementów geologiczno-strukturalnych: bloku górnośląskiego, którego fundament złożony jest z prekambryjskich skał krystalicznych i anchimetamorficznych (Buła, 2008) z pokrywą osadową, zapadliska przedkarpackiego, Karpat fliszowych prawie ze wszystkimi płaszczowinami oraz fragmentu Karpat wewnętrznych.

NEOPROTEROZOIK – NP

M y l o n i t y ($_{my}$NP) występują w formie bloków na bardzo małym obszarze w okolicy Roczyn i Inwałdu oraz Pańskiej Góry w Andrychowie. Są to skały silnie zmetamorfizowane. Zbudowane są głównie z drobnych łusek serycytu oraz z niewielkiej ilości kwarcu i skaleni. Według Nowaka (1983, 1986) są one integralną częścią skałek andrychowskich. Według Ryłko (2015b) mylonity to skały zróżnicowane pod względem litologii, składu petrograficznego i składu chemicznego. Reprezentują przeważnie dwie odmiany. Pierwsza z nich jest brudnordzawa, a druga – zielonawa. Pierwsza odmiana składa się przede wszystkim z kwarcu (bardzo silnie skataklazowanego) i skaleni z dodatkiem znaczącej ilości zdeformowanych blaszek biotytu (głównie schlorytyzowanych). Druga charakteryzuje się nie tylko zieloną barwą, ale głównie obecnością wtrąceń skał krzemionkowych brudnoczerwono-zielonawych w postaci nieregularnych ławic, o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów.

G n e j s y, ł u p k i ł y s z c z y k o w e i f y l l i t y ($_{gł}$NP) należą do neoproterozoicznych skał krystalicznych, z których zbudowany jest fundament krystaliczny, reprezentujący jednostkę Cieszyna (Buła, Żaba, 2005). Nawiercono je w obrębie wyniesienia Bielska-Białej–Andrychowa (Buła, 2008). Znane są m.in. z profili otworów Łodygowice IG-1 (otw. 104) i Bystra IG-1 (otw. 115). W profilu otworu Łodygowice IG-1

na głębokości 1732,0–2537,0 m nawiercono gnejsy tonalitowe i łupki gnejsowe, łupki mikowe, gnejsy hornfelsowe oraz kataklazyty. Dominujące kompleksy gnejsów tonalitowych są bardzo niejednorodne strukturalnie (szereg poziomych lub nieco skośnych płaszczyzn dyslokacyjnych), a w obrębie gnejsów łupkowych występują liczne żyły kwarcowe.

W profilu otworu Bystra IG-1 (otw. 115) na głębokości 3640,0–3787,7 m stwierdzono fyllity ciemnoszare, zielone, mikowe z żyłami kwarcu czerwonego i różowego (Żytko, 1978; Ryłko, Żytko, 1980). Według Wiesera (1978) odmiany petrograficzne skał stwierdzone w profilu tego otworu oscylują między łupkami mikowymi a gnejsami hornfelsowymi. Zróżnicowanie polega na odmiennym rozwoju cech teksturalnych, strukturalnych, różnicach w składzie mineralnym (głównie ilościowych) oraz wtórnych przeobrażeniach (głównie hydrotermalnych). Na głębokościach 3668,8 m i 3750,0 m występują łupki mikowe ciemnoszare, drobnoziarniste. Na głębokościach: 3669,4 m; 3669,8 m; 3748,5 m; 3749,7 m stwierdzono łupki biotytowe, gnejsowe o wyraźnej mikrolaminacji, a na głębokości 3747,0 m i 3749,5 m – kilkucentymetrowe strefy silnie zaburzonych, schlorytyzowanych łupków biotytowych i żyłek kwarcu barwy czerwonoróżowej.

Granity i gabra ($_{\gamma\nu}$NP) są znane z profili otworów: Bielsko 5 (otw. 68), Bielsko 4 (otw. 70), Kęty 7 (otw. 71), Kęty 8 (otw. 72), Kęty 9 (otw. 78), Roczyny 3 (otw. 81), Andrychów 3 (otw. 82), Andrychów 4 (otw. 95), Ślemień 1 (otw. 106) i Lachowice 2 (otw. 108). Są to głównie szare granity i granitoidy metasomatyczne (Heflik, Konior, 1970). Badania radiometryczne cyrkonów (U-PB SHRIMP) pochodzących z granitów rozpoznanych wierceniami (otw.: 72, 81) wskazują, że intrudowały one 590–545 Ma i powstały z przetapiania skał, które krystalizowały 640–620 Ma (Żelaźniewicz i in., 1997; Żeleźniewicz, Żaba, 2002; Buła, 2008). W otworze 82 (Andrychów 3) stwierdzono głębinowe skały magmowe reprezentowane przez gabra diallagowo-oliwinowe, a w pozostałych otworach – skały metamorficzne reprezentujące dolną część strefy epi- i strefę mezo- metamorfizmu regionalnego.

NEOPROTEROZOIK–KAMBR – NP–Є

EDIAKAR–KAMBR – Ed–Є

Ediakar–kambr dolny – Ed–Є$_1$

Łupki i piaskowce, częściowo zmylonityzowane ($_{łpc}$Ed–Є$_1$). Do tej serii skalnej zaliczono utwory prekambryjskie rozpoznane dotychczas w kilku otworach wiertniczych. Zostały one m.in. nawiercone w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98) na głębokości 3470,0–3702,0 m. Są to skały silnie zdiagenezowane – stromo stojące metaargility i metaaleuryty. Miąższość rzeczywista przewierconych skał według Ślączki (Ślączka, red., 1985) wynosi około 130 m. W górnej części profilu tej serii skalnej przeważają czerwonobrunatne i zielonawoszare metaargility ze sporadycznymi przeławiceniami metaaleurytów o zabarwieniu szarym, często o charakterze brekcji tektonicznej (Ślączka, red., 1985). Ku spągowi osady stają się bardziej aleurytowe

i występują drobnoziarniste metaarkozy, składające się głównie z ziaren kwarcu i skaleni, w mniejszym stopniu z muskowitu i chlorytu. Utwory te są nieregularnie spękane i wypełnione kalcytem. Podobnie wykształcone utwory były stwierdzone wierceniami w okolicach Opatkowic i Piotrowic oraz w Goczałkowicach. Zdaniem Ślączki (Ślączka, red., 1985) sfałdowanie i zmetamorfizowanie omawianych skał musiało nastąpić pod koniec proterozoiku, gdyż na ich erozyjnej powierzchni leżą niezmetamorfizowane utwory wendu.

Prawdopodobnie do omawianej serii mogą należeć utwory kambru dolnego stwierdzone w otworze Łodygowice IG-1 (otw. 104) na głębokości 1721,0–1732,0 m. Są to głównie pstre (brudnoczerwone) utwory ilaste o strukturze łupkowej z powłokami hematytowymi, z dużą ilością grubych ziaren kwarcu miodowego bardzo słabo obtoczonych, silnie zmylonityzowanych. Towarzyszą im kruche, jasnopopielate, białawe, kwarcowe piaskowce drobnoziarniste, o jednorodnym spoiwie ilastym, z nieregularnie rozproszonymi, dobrze obtoczonymi okruchami kwarcu i zielonoszarych gnejsów łupkowych. Utwory te związane są najprawdopodobniej z czapami zwietrzelinowymi, a przy braku oznaczeń mikropaleontologicznych przypisywany im wiek (kambr) jest bardzo wątpliwy (Nowak, 1974). W niniejszym opracowaniu przedstawiono je łącznie z utworami ediakaru.

KAMBR – Є

Kambr dolny – $Є_1$

Zlepieńce, mułowce i piaskowce ($_{zc}Є_1$) zostały stwierdzone m.in. w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98), gdzie ich miąższość wynosi 161 m (głęb. 3309,0–3470,0 m). Kowalczewski (1990) wyróżnił omawiane osady w randze formacji zlepieńców polimiktycznych, zmetamorfizowanych z Potrójnej. Ślączka (Ślączka, red., 1985) akumulację tych utworów wiąże z molasami fazy assyntyjskiej. Jest to kompleks zlepieńców o średnicy otoczaków do kilkunastu centymetrów. Kontakt z niżej leżącymi utworami jest erozyjny. W zlepieńcach występują otoczaki czerwonych mułowców, piaskowców arkozowych oraz żwiry kwarcowe. Sporadycznie obserwowano w rdzeniu otoczaki czerwonych łupków metamorficznych, skał granitowych i biotytowych oraz skał wylewnych. Tkwią one w jasnoszarej masie piaszczysto-mułowcowej. W dolnej części profilu stwierdzono mniejszą ilość otoczaków czerwonych mułowców i piaskowców.

Podobne zlepieńce stwierdzono w otworze Piotrowice 1 (otw. 32), ale pierwsi autorzy profilu tego otworu (Heflik, Konior, 1974) łączyli je z sylurem i do syluru utwory te zaliczono w niniejszym opracowaniu.

Piaskowce, mułowce i iłowce (formacja z Borzęt) ($_{pcmc}Є_1$). Formacja z Borzęt uważana jest za starszą formację kambryjską (miąższość 600–2000 m), której najpełniejszy profil stwierdzono w otworze Borzęta IG-1 (otw. 93) na głębokości 2382,1–3700,0 m (Marciniec, Zimnal, 2006). Jej osady tworzą trójczłonową regresywną sekwencją litologiczno-facjalną. Najstarszym członem formacji jest ogniwo

iłowców z Myślenic reprezentowane, na głębokości 3475,6–3700,0 m, przez serię łupków. Na płaszczyznach warstwowań występują naloty o barwie stalowej. Rdzeń pocięty jest licznymi mikrouskokami, których płaszczyzny pęknięć nachylone są pod kątem 65°. Obecne są nieregularne skupiska pirytu. Na głębokości 3696,0 m na płaszczyznach warstw łupków mułowcowych znajdują się liczne, horyzontalnie ułożone ślady żerowania w kształcie liter U, S i innych kształtach, o niewielkich wymiarach (1–2 cm). Na głębokości 3684,0 m łupki są dosyć znacznie skliwatowane, co wskazuje na tektoniczne zaangażowanie opisywanej serii. Na głębokości 3647,5 m występuje warstewka wapieni szarozielonych o grubości 5–6 cm wśród łupków mułowcowych fioletowo-brązowych. W tej części rdzenia zaznaczają się liczne zlustrowania i spękania, zabliźnione kalcytem. Upad warstw w tym ogniwie waha się od około 8–15° w spągu do 40° w środkowej jego części. Jest to wynikiem bliskiego sąsiedztwa horstu Rzeszotar oraz sfałdowania opisywanej serii (Marciniec, Zimnal, 2006).

Powyżej (3150,0–3475,6 m) występuje ogniwo mułowców z Osieczan reprezentowane przez mułowce i łupki popielate z biotytem, przeławicone cienkimi wkładkami szarych piaskowców kwarcytowych i pojedynczymi pakietami różowobeżowych piaskowców skaleniowo-kwarcowych. Łupki rozpadają się ostrokrawędziście lub sferycznie. Występują w nich drobne skupiska pirytu. Na głębokości 3360–3363 m znajduje się 3-metrowa warstwa piaskowców arkozowych o barwie beżoworóżowej. Z omawianego ogniwa zostały oznaczone akritarchy charakterystyczne dla kambru dolnego subholmiowego (Jachowicz, 1995; Buła, Jachowicz, 1996) oraz stwierdzone zostały fragmenty makrofauny określonej jako wielkoraki (Gucik i in., 1975). W spągu ogniwa występuje 4,2-metrowa żyła lamprofirowa oznaczona jako wogezyt (Pelczar, 1973) o zabarwieniu czerwonym, przepełniona biotytem. Jest to żyła pokładowa (sill), która wytworzyła 15–20-centymetrową aureolę kontaktową. Na głębokości 3330 m stwierdzono 20-centymetrowej grubości żyłę lamprofiru barwy szarej oznaczoną jako minetta (Pelczar, 1973). W stopowej części (3030,0–3150,0 m) formacji z Borzęt wydzielone zostało (Buła, 2000) ogniwo piaskowców z Rajbrotu wykształcone w postaci szarych piaskowców drobnoziarnistych, kwarcytowych oraz piaskowców różowych, różowoszarych, często z odcieniem zielonkawym (arkozowych i subarkozowych), przeławicanych cienkimi wkładkami mułowców i łupków szarych. Wiek omawianych utworów określono na podstawie akritarchów na kambr dolny subholmiowy (Jachowicz, 1995; Buła, Jachowicz, 1996).

Piaskowce z wkładkami mułowców i zlepieńce (formacja z Goczałkowic) ($_{pc}\in_1$) są młodszą jednostką litostratygraficzną należącą do kambru dolnego. Tworzą one kilkuczłonową transgresywną sekwencję litologiczno-facjalną (Buła, 2008). Poszczególne odcinki tej sekwencji wyróżniono w randze ogniw. Są to (od spągu): piaskowce skolitusowe z Mogilan, piaskowce bioturbacyjne z Głogoczowa, mułowce z trylobitami z Pszczyny i iłowce z Jarząbkowa. Na obszarze badań w profilach otworów wiertniczych stwierdzono obecność jedynie dwóch najstarszych ogniw.

Wedug Buły (2000) nieudokumentowane paleontologicznie utwory kambru dolnego omawianej formacji zostały nawiercone w kilku otworach, m.in.: Głogoczów IG-1 (otw. 92), Borzęta IG-1 (otw. 93), Bielsko 5 (otw. 68), Bielsko 4 (otw. 70), Kęty 7 (otw. 71), Kęty 8 (otw. 72), Kęty 9 (otw. 78), Andrychów 4 (otw. 95), Andrychów 2 (otw. 96) i Potrójna IG-1 (otw. 98). W otworze Borzęta IG-1, powyżej formacji z Borzęt, zalegają utwory ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan formacji z Goczałkowic, formalnie wydzielone przez Bułę (2000). W całej serii warstw znajdują się piaskowce arkozowe czerwone, wiśniowe, brązowo-czerwone i różowe oraz łupki pstre, głównie czerwone i zielone, a w części dolnej popielate. Od głębokości 2820,0–3030,0 m, według Ślączki (Ślączka, red., 1985) i Buły (2000), występują gruboławicowe piaskowce kwarcytowe (arkozowe) złożone ze skataklazowanych ziarn kwarcu, skaleni i plagioklazów. Ponadto znajdują się w nich okruchy łupków krystalicznych oraz gnejsów i granitów. Oprócz silnie zdiagenezowanych piaskowców kwarcytowych występują również piaskowce zdiagenezowane z licznymi kawernami. Barwy piaskowców są różne: fioletowe, czerwone, różowe i jasnoszare z pigmentem różowym. Poszczególne ławice rozdzielone są cienkimi warstewkami lub smugami łupków ilastych popielatych. Ilość łupków systematycznie spada ku stropowi profilu. Warstwy zapadają łagodnie pod kątem 5–10°, rzadziej 15–17°.

W strefie górnej (2382,1–2820,0 m) dominują piaskowce arkozowe czerwone z odcieniem wiśniowym o spoiwie ilastym, ze znaczną domieszką hematytu, rzadziej z domieszką spoiwa węglanowego. Poszczególne warstwy przekładane są cienkimi (1–10 cm) wkładkami łupków czerwonych z zielonymi smugami i plamami. Upady warstw wynoszą 12–30°, a najczęściej 15°. Na głębokości około 2500,0–2820,0 m obserwuje się liczne spękania pionowe. Szczeliny wypełnione są kalcytem i dolomitami.

Opisana seria warstw kończy się piaskowcami średnioziarnistymi o intensywnej barwie wiśniowej. Wiek tych utworów określony został na kambr dolny holmiowy (Jachowicz, 1995; Buła, Jachowicz, 1996).

W profilu otworu Głogoczów IG-1 (otw. 92) najstarszymi utworami są piaskowce kwarcytowe. Są one rozwinięte jako piaskowce cienko-, średnio- i gruboławicowe warstwowane przekątnie, drobno-, średnio- i gruboziarniste z dosyć często występującymi pakietami zlepieńców drobnootoczakowych. Piaskowce mają barwy czerwone, z odcieniem fioletowym. Ślady żerowania typu skolitusowego pojawiają się sporadycznie w górnym odcinku profilu. W dolnej części przeważają piaskowce kwarcytowe, duży udział mają również zlepieńce. Poszczególne ławice piaskowców rozdzielone są kilkucentymetrowymi wkładkami łupków brązowych, rzadziej zielonych. Pod względem petrograficznym są to piaskowce monomiktyczne i oligomiktyczne słabo wysortowane, złożone głównie z kwarcu z domieszką skaleni potasowych, muskowitu i biotytu, drobnych okruchów łupków krystalicznych i skał krzemionkowych. Spoiwo ich jest ilaste, ilasto-żelaziste i krzemionkowe.

Wyżej występują piaskowce skolitusowe (głęb. 2605,0–3120,0 m) średnio- i gruboławicowe, czerwonowiśniowe, kwarcowe i kwarcytowe z cienkimi wkładkami łupków ilastych, brązowych. Nazwa piaskowce

skolitusowe została przyjęta od, masowo występujących w nich, śladów żerowania skolitusów, które zaznaczają się w formie cienkich (2–3 mm) pionowych kanalików w obrębie ławic piaskowców mniej zsylifikowanych. W części dolnej przeważają piaskowce gruboziarniste.

Powyżej (głęb. 2470–2605 m) leży ogniwo piaskowców z Głogoczowa. Jest to charakterystyczna seria piaskowców bioturbacyjnych ze strukturami typu kraksten. W opisywanym otworze jest ona stratotypem dla tego ogniwa. Są to piaskowce drobnoziarniste kwarcowe, cienko-, średnio- i gruboławicowe, a w skład ogniwa wchodzą też mułowce piaszczyste i cienkie wkładki łupków. W górnej części tak w piaskowcach, jak i łupkach i mułowcach przeważają barwy szare i szarozielone rzadziej brązowoczerwone. W części niższej przeważają barwy brązowoczerwone. Piaskowce i mułowce przepełnione są śladami żerowania w kształcie pionowych rurek i lejków rozszerzających się ku górze. Spoiwo jest żelazisto-ilaste bądź ilasto-margliste.

Z otworu Głogoczów IG-1 (otw. 92) z ogniwa piaskowców bioturbacyjnych Jachowicz oznaczyła mikroflorę. Występowały tam liczne okazy, które koreluje ona z warstwami holmiowymi. Do ważniejszych gatunków należą *Heliosphaeridium dissimilare*, *Skiagia ornata* i *Tasmanites bobrowskiae*.

W otworze Głogoczów IG-1 nawiercone utwory są podobnie wykształcone jak w otworze Goczałkowice IG-1 (nr archiwalny – 118472) (poza terenem arkusza), tak pod względem litologicznym, jak i ze względu na występowanie tego samego typu śladów żerowania. W otworze Goczałkowice IG-1 przewiercono formację osadów terygenicznych, w której wydzielono serię mułowców z trylobitami (głęb. 2765,0–2957,0 m), serię piaskowców bioturbacyjnych (głęb. 2957,0–3039,0 m) i serię skolitusową (głęb. 3039,0–3129,2 m). W najwyższej serii stwierdzone zostały trylobity (*Holmia grandis* Kiaor), przewodnie dla poziomu holmiowego kambru dolnego oraz prymitywne, bezzawiasowe brachiopody. Miąższość tej formacji jest szacowana na 2000 m (Buła, 2000).

SYLUR – S

Łupki, mułowce i piaskowce arkozowe ($_{łmc}$S) zostały nawiercone w otworze Piotrowice 1 (otw. 32) na głębokości 2851,0–3072,7 m. Są to głównie łupki chlorytowo-illitowe przechodzące w utwory mułowcowe i piaskowce arkozowe. Prawdopodobnie ich sedymentacja odbywała się w środowisku szelfowym (Heflik, Konior, 1974b). Utwory te uległy silnej diagenezie. Obecność w skałach chlorytu wskazuje na słaby regionalny proces matamorfizacji, a obecność żył kwarcowych z kalcytem i pirytem może być związana z działalnością hydrotermalną. Powyżej w profilu występują utwory dewonu dolnego. Kowalczewski (1990) opisane utwory z otworu Piotrowice 1 zaliczył do ediakaru.

DEWON – D

Między utworami dolnopaleozicznymi a dewonem i karbonem zaznacza się luka stratygraficzna zwiększająca się od północy ku południowi, gdzie utwory dewonu zalegają wprost na osadach kambru dolnego. Występujące na obszarze arkusza Bielsko-Biała skały dewonu rozpoznano w licznych otworach wykonanych w środkowej i północnej części obszaru arkusza od Bielska-Białej po Myślenice. Między innymi stwierdzono je w profilach otworów: Bestwina IG-1 (otw. 67), Bielsko 5 (otw. 68), Bielsko 3 (otw. 69), Bielsko 4 (otw. 70), Kęty 7 (otw. 71), Kęty 8 (otw. 72), Kęty 3 (otw. 75), Kęty 2 (otw. 76), Kęty 1 (otw. 77), Kęty 9 (otw. 78), Głogoczów IG-1 (otw. 92) i Potrójna IG-1 (otw. 98).

Dewon dolny – D_1

Ems – D_{em}

Zlepieńce (żwirowce) i piaskowce kwarcowe z wkładkami mułowców oraz dolomity (podstawowa seria klastyczna – formacja z Andrychowa) ($_{zcpc}D_{em}$) rozpoznane zostały między Bielskiem-Białą a Krakowem w podłożu Karpat i leżą niezgodnie na utworach proterozoiku, a lokalnie syluru. Mają one typowe cechy osadów lądowych. Składają się na nie zlepieńce (żwirowce kwarcowe) i piaskowce różnoziarniste, przeważnie kwarcowe, z intraklastami różnych skał. Towarzyszą im wkładki masywnych mułowców, miejscami iłowców. Ławice żwirowców spotykane są przede wszystkim w profilach utworów dewonu dolnego rozpoznanych wzdłuż południowej krawędzi bloku górnośląskiego. Narkiewicz (2005) wyróżnił tę serię w randze formalnej jednostki litostratygraficznej – formacji żwirowców, piaskowców i mułowców z Andrychowa. Utwory te stwierdzono m.in. w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98), a także w otworach Kozy MT-3 (nr archiwalny – 270/99) i Lachowice 7 (nr archiwalny – 134023) (niezaznaczone na mapie geologicznej) (Narkiewicz, 2005). W części wschodniej obszaru arkusza dominują osady o drobniejszym uziarnieniu, głównie piaskowce kwarcowe przeławicone mułowcami, rzadziej iłowcami. Przykładem może być wiercenie Głogoczów IG-1 (otw. 92), gdzie powyżej utworów kambru, na głębokości 2458,7–2470,0 m, występują utwory dewonu dolnego wykształcone jako piaskowce. W niższej części są to piaskowce kwarcytowe białe. W obrazie mikroskopowym wyróżnia się piaskowce kwarcowe i kwarcytowe złożone z dobrze wysortowanych ziaren kwarcu, pojedynczych okruchów kwarcytów i z domieszką pirytu, a sporadycznie także okruchy granitów. Lokalnie występują tu również czarne dolomity w ławicach o miąższości od 5–100 cm, przekładane czarnymi łupkami. Pierwotnie były one łączone z żywetem (Gucik, 1975; Gucik i in., 1975), ale wyniki badań Koniora i Turnau (1973) oraz Turnau (1974) wskazują, że należy je łączyć z emsem.

W górnej części profilu występują piaskowce jasnoszare i szare, drobnoziarniste o spoiwie ilastym. W niektórych ławicach piaskowców zachowały się poziome ślady żerowania. Miąższość dolnodewońskich utworów klastycznych waha się w granicach od kilku do około 150 m.

Dewon środkowy–górny – $D_{2–3}$

Żywet–fran – $D_{ż–fr}$

Dolomity, margle i mułowce (seria dolomityczna) ($_{dome}D_{ż–fr}$). Na utworach serii klastycznej dewonu dolnego rozwinęła się asocjacja węglanowa. Jej starszym ogniwem jest seria dolomityczna reprezentowana przez żółtawe, czarne i szare dolomity, margle i mułowce dolomityczne. Utwory te zostały nazwane formacją dolomitów z Lachowic (Narkiewicz, 2005). Jej hipostratotyp został opisany z otworu Lachowice 7 z głębokości 2891,0–3040,0 m. W obrębie tych utworów występują dolomity, podrzędnie w górnej części – wapienie, a w dolnej – przeławicenia piaskowców oraz ciemnych mułowców i iłowców. Występują też wkładki szarozielonych margli dolomitycznych oraz czarnych mułowców dolomitycznych. Miąższość formacji wynosi przeważnie od około 260 do 330, a w profilu hipostratotypowym – 149 m (Narkiewicz, 2005). W obrębie tej formacji wyróżnia się trzy ogniwa: ogniwo dolomitów z Uszwicy, ogniwo klastyczno-węglanowe z Krzeszowa oraz ogniwo dolomitów z Kukowa (Narkiewicz, 2005).

W części górnej profilu przeważnie znajdują się wapienie beżowe, brązowe i szare ze smugami łupków zielonych i szarych, z liczną fauną ramienionogów. Z górnej części wapieni Pajchlowa oznaczyła liczne fragmenty skorupek *Cyrtospirifer*, *Theodosia*, *Productella* i sporadycznie występujące fragmenty gałązek *Amphipora.* Z badań mikrofaunistycznych w szlifach wynika, że w wapieniach występują otwornice z rodzajów *Eonodosaria i Eogeinitzina*, charakterystyczne dla wyższego franu (inf. ustna, A. Tomaś). Z uwagi na to, że seria wapieni udokumentowana paleontologicznie tworzy wraz z niżej występującymi dolomitami zwarty profil, całość tych utworów zaliczona została do żywetu–franu.

Ogniwo dolomitów z Uszwicy składa się z ciemnoszarych (do czarnych) dolomitów leżących bezpośrednio na formacji andrychowskiej. Utwory te zostały nawiercone w otworze Lachowice 1 (otw. 107; głęb. 4070–4122 m), Lachowice 2 (otw. 108; głęb. 3780,0–3825,0 m), Lachowice 4 (nr archiwalny – 13757) (głęb. 3903,0–3943,0 m) oraz Lachowice 7 (głęb. 2982,0–3002,0 m; Narkiewicz, 2005). W omawianym ogniwie podrzędny udział mają utwory laminowane.

Ogniwo klastyczno-węglanowe z Krzeszowa składa się ze skał o urozmaiconej litologii, w tym z wapieni marglistych, dolomitów oraz piaskowców i żwirowców. Miąższość tego ogniwa w rejonie Lachowic wynosi 20–40 m. Podobne utwory według Narkiewicza (2005) zostały stwierdzone w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98; głęb. 3218–3232 m) i Kozy MT-3 (głęb. 1395–1405 m).

Ogniwo dolomitów z Kukowa jest to miąższy kompleks uławiconych dolomitów z wkładkami wapieni, które przeważają w górnej części profilu. Miąższość tego ogniwa waha się od około 100 m w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98) do około 145 m w otworze Kozy MT-3 (Narkiewicz, 2005).

Dewon górny – D_3

Fran–famen – $D_{fr–fa}$

Wapienie i wapienie dolomityczne oraz dolomity krystaliczne ($_wD_{fr–fa}$) nawiercono w podłożu Karpat w wielu otworach w okolicach Lachowic i Kęt oraz we wschodniej części terenu arkusza. Omawiane osady reprezentują głównie dolną część utworów profilu dewonu górnego – wapienie i dolomity z Roztropic (Narkiewicz, 2005). Są to wapienie, a w dolnej części szare dolomity krystaliczne, o miąższość około 340 m (Narkiewicz, 2005). W dolnej części występują dolomityczne wapienie biostromalne, a główną część stanowią wapienie stromatoporoidowe. Na podstawie badań paleontologicznych stwierdzono w omawianych utworach występowanie fameńskich zespołów ramienionogów. W dolnej części profilu mogą występować też zespoły charakterystyczne dla żywetu i franu.

Omawiane utwory zostały stwierdzone m.in. w profilach otworów Tokarnia IG-1 (otw. 113) i Głogoczów IG-1 (otw. 92). W dolnej części profili procentowo przeważają dolomity popielate i ciemnopopielate, a ku stropowi profilu pojawiają się różowe i czerwone dolomity z licznymi kawernami o średnicy do kilku centymetrów. Są one różnokrystaliczne i zbite. Zawierają niekiedy niewielką ilość kwarcu detrytycznego, piryt oraz tlenki żelaza. Sporadycznie noszą ślady struktur biogenicznych. Nie zawierają szczątków organicznych. Rozdzielają je wapienie dolomityczne i wapienie szare i ciemnoszare o zróżnicowanej teksturze i strukturze. Są to wapienie mikrytowe jednorodne, które przechodzą nieregularnie w wapienie o pokroju gruzełkowo-grudkowym i spoiwie sparytowym. W tej części profilu są one w niewielkim stopniu zdolomityzowane i zawierają nieliczne skupienia materiału krzemionkowego i tlenki żelaza.

Wapienie z dolnego odcinka rdzenia zawierają według oznaczeń Tomaś (1975) otwornice: *Parathurammina*, *Vicinesphaera*, *Eonodosaria* sp., *Eonodosaria evlanensis* Lipina oraz glony zielenicowe: *Kamaena tatarstanica* (Antropov) i kalcisfery (*Archaesphaera*, *Radiosphaera*) dokumentujące ich wiek na fran wyższy. Granica osadów franu i famenu w otworze 113 przebiega pomiędzy głębokością 3749,8 m i głębokością 3913,0 m.

Wapienie organodetrytyczne, wapienie pelityczne i wapienie pseudooolitowe (seria wapienna) ($_{wor}D_{fr–fa}$). Profil serii wapiennej rozpoczynają wapienie organodetrytyczne i detrytyczne z wkładkami wapieni pelitycznych. Wyżej pojawiają się wapienie pseudooolitowe, sporadycznie gruzłowe i margliste. Narkiewicz (2005) dla osadów wyższej części dewonu górnego wydziela kilka jednostek nieformalnych, co związane jest ze zmiennością sedymentacyjną w płytkim zbiorniku morskim, a ich odpowiedniki występują na całym obszarze.

W profilach otworów Tokarnia IG-1 (otw. 113) i Głogoczów IG-1 (otw. 92) występują wapienie popielate, twarde, niekiedy o różowym odcieniu, pękające przeważnie na cienkie płytki o nierównych powierzchniach. Są one silnie spękane i pocięte strzałką kalcytową. Występują w nich także gniazda kalcytowe. Na spękaniach widoczne jest różowe zabarwienie oraz gniazda wypełnione ciemnoczerwonym materiałem

pelitycznym, który wypełnia także liczne kawerny i szczeliny w skrasowiałych wapieniach. W wapieniach tych (wapienie mikrytowe i pelsparyty – grainstone) Tomaś (1975) stwierdziła występowanie otwornic jednokomorowych (*Vicinesphaera*, *Parathurammina*, *Bisphaera*, *Earlandia*) i zwiniętych (*Pseudoglomospira*, *Tournayella jubra* Lipina et Pronina, *Tournayella kisella* Malakhova, *Tournayella* sp.) oraz glony zielenicowe (*Kamaena*) dokumentujące wiek omawianych utworów na famen dolny.

W otworze Głogoczów IG-1 (otw. 92) na głębokości 1620,0–1960,0 m utwory famenu są reprezentowane przez wapienie ciemnobeżowe z pojedynczymi wkładkami dolomitów. W górnej części dominują wapienie beżowe z wkładkami łupków zielonych i rzadziej występujących łupków czerwonych. Utwory te zalegają poziomo. Powierzchnia omawianych wapieni jest erozyjna.

DEWON–KARBON – D–C

Dewon–karbon dolny – D–C_1

Wapienie, dolomity, mułowce i margle (kompleks dewońsko-karbońskich skał węglanowych) ($_{wdo}$D–C_1). Profil omawianych osadów rozpoczynają wapienie organodetrytyczne i detrytyczne z wkładkami wapieni pelitycznych. Wyżej pojawiają się wapienie pseudooolitowe, gruzłowe i margliste. Według Kotasa (1982a, b) najwyższa część tej serii reprezentuje już karbon dolny. Tworzące ten kompleks skały rozpoznano licznymi wierceniami w południowej i wschodniej części bloku górnośląskiego (Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005). W dolnej części reprezentowany jest on przez krypto- i mikrokrystaliczne dolomity, zawierające wkładki wapieni, a podrzędnie mułowce dolomityczne, miejscami zawierające anhydryty. W części górnej dominują wapienie organodetrytyczne, organogeniczne, pelityczne i margliste, którym rzadko towarzyszą wkładki margli. Omawiane utwory rozpoznane na bloku górnośląskim określane są ogólnie jako seria (asocjacja) węglanowa dewonu i karbonu dolnego.

W profilu omawianych utworów różni autorzy wyróżnili kilkanaście formalnych i nieformalnych jednostek litostratygraficznych (Narkiewicz, 1978, 2001, 2005; Kotas, 1982a, b; Narkiewicz, Racki, 1987; Tomaś, Zając, 1996). Zagadnienia litostratygrafii serii węglanowej dewonu i karbonu dolnego w południowej i wschodniej części bloku górnośląskiego szerzej przedstawił Narkiewicz (2005).

Miąższość węglanowych utworów dewońsko-dolnokarbońskich jest silnie zróżnicowana, od kilkudziesięciu do blisko 100 m. Najmniejszą miąższość osady te osiągają w południowej części bloku górnośląskiego, wokół wyniesienia Bielska-Białej–Andrychowa, gdzie lokalnie dochodzi do ich całkowitego wyklinowania. Brak tych osadów w omawianej części bloku górnośląskiego może być też wynikiem śródwizeńskich procesów erozyjnych (Narkiewicz, 2005). Na północ i wschód od wspomnianej struktury ich miąższość stopniowo wzrasta, do ponad 100 m.

W otworze Głogoczów IG-1 (otw. 92) węglanowe utwory zaliczane do dewonu górnego przechodzą w sposób ciągły do karbonu dolnego.

KARBON – C

Osady karbonu rozpoznano licznymi surowcowymi otworami wiertniczymi i opisano w opracowaniach zespołowych (m.in. Praca zbiorowa, 1972; Zdanowski, Żakowa, 1997). Schemat podziału stratygraficznego utworów karbońskich przedstawili Buła i Kotas (1994), którzy wyróżnili 12 ogniw litostratygraficznych, od warstw malinowickich po warstwy libiąskie. Na omawianym terenie wyróżniono sześć jednostek litostratygraficznych karbonu. Ich szczegółowy opis można znaleźć w licznych pracach dotyczących utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW). Osadów młodszych od karbonu w zachodniej części obszaru arkusza Bielsko-Biała pod utworami miocenu nie stwierdzono – prawdopodobnie uległy one erozji, szczególnie silnej w paleogenie (Jura, 1980).

Karbon dolny – C_1

Wapienie, margle i mułowce (kompleks dolnokarbońskich skał węglanowych ($_wC_1$) zostały stwierdzone powyżej osadów dewonu w otworze Głogoczów IG-1 (otw. 92) na głębokości 1462,0–1620,5 m, gdzie występują wapienie płytowe szare, z odcieniem beżowym. Są one spękane i zawierają styolity oraz brachiopody. Powierzchnie sedymentacyjne są nierówne, smugowane szarym nalotem. W spągu wyraźnie zaznaczają się smugi łupków czerwonych. Mikrofauna z całej omawianej serii została oznaczona w płytkach cienkich przez Tomaś (Wójcik i in., 2007) na turnej. Oprócz wapieni występują także cienkie wkładki mułowców i margli. Miąższość omawianych utworów przy północnej granicy obszaru arkusza wynosi około 250 m.

Wapienie (facja wapienia węglowego) ($_wC_1$) reprezentują morskie osady węglanowe karbonu dolnego powstałe zarówno w płytkowodnych, jak i głębokowodnych środowiskach sedymentacji. W niższej części są one jaśniejsze, szare, a w wyższej – ciemne, niemal czarne. Ku górze zwiększa się zawartość frakcji ilastej.

W otworze Głogoczów IG-1 (otw. 92) na głębokości 1462,0–1532,0 m występują wapienie szare zawierające liczne styolity oraz wapienie jasne, kremowe z ciemnym ilastym nalotem na płaszczyznach oddzielności. Są one silnie spękane i zawierają źle zachowane ramienionogi. Natomiast wapienie ciemnoszare zawierają słabo obtoczone fragmenty wapieni beżowych. Przejście do wyższego piętra karbonu zaznacza się pojawieniem okruchów oraz wkładkami wapieni szarobeżowych i obecnością łupków o różnym zabarwieniu.

Utwory te pochodzą prawdopodobnie z wizenu dolnego.

Karbon dolny–górny – $C_{1–2}$

Piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce (facja kulmowa) ($_{pczc}C_{1–2}$) tworzą serię skalną, która osadziła się na przełomie karbonu dolnego i najniższej części karbonu górnego. Są to głównie morskie osady ilaste i detrytyczne, charakteryzujące się brakiem utworów węglanowych. Seria ta obejmuje piaskowce szarogłazowe, piaskowce oraz zlepieńce przykryte mułowcami i iłowcami. Materiał osadowy był transportowany przez podmorskie spływy grawitacyjne z zachodu. Osady te podścielają górnokarbońskie utwory węglonośne. Ujmowane są w dwie równorzędne wiekowo jednostki litostratygraficzne: warstwy malinowickie i warstwy zalaskie. Na omawianym terenie występują głównie warstwy zalaskie (np. w rejonie Pisarzowice–Wilamowice).

W otworze Głogoczów IG-1 (otw. 92) nawiercono serię karbońskich utworów terygenicznych składających się z naprzemianległych piaskowców cienko- i średnioławicowych oraz mułowców piaszczystych szarych. Upad warstw jest bardzo łagodny, nieprzekraczający 10°, najczęściej 5°. Tylko w jednym przypadku upad wynosił 22°. W całej tej serii, a zwłaszcza w mułowcach, występują zwęglone szczątki flory oraz pojedyncze okruchy węgla kamiennego.

W otworze Głogoczów IG-1 utwory kulmu określane warstwami zalaskimi (1176,0–1462,0 m) wykształcone są jako osady morskie złożone z serii naprzemianległych ławic piaskowców laminowanych, mułowców popielatoszarych z miką i ciemnoszarych łupków. W obrębie ławic obserwowano warstwowania soczewkowe i skośne oraz laminację równoległą. Piaskowce w strefie spągowej są gruboziarniste, głównie kwarcowe. Obok kwarcu występują okruchy kwarcytów i skał wylewnych. Mają one spoiwo ilasto-krzemionkowe, a w najniższej części krzemionkowe z masowo występującym pirytem, zastępującym niekiedy spoiwo.

W górnej części do głębokości 1265,0 m przeważają mułowce, w mniejszym stopniu piaskowce i łupki. W strefie tej dosyć licznie występuje dobrze zachowana flora oraz zwęglone kawałki pni ze stigmariami. Pojawiają się też pojedyncze okazy brachiopodów, które na głębokości 1294,9 występują już masowo, tworząc zlep muszlowy. Zanotowano również wkładkę wapieni detrytycznych z członami krynoidów i makrofauny. Na głębokości 1292,6–1296,4 m, w obrębie pakietu łupków ciemnopopielatych, następuje wzrost upadu warstw dochodzący do 85°, a zarazem silne zlustrowanie i zbrekcjowanie łupków. Jest to strefa, w której otwór przebija jedną z większych dyslokacji. W otworze Głogoczów IG-1 profil warstw zalaskich jest skrócony. Przy północnej granicy terenu ich miąższość kształtuje się w granicach 600–700 m.

Tomaś (*w*: Wójcik i in., 2009) na podstawie oznaczeń mikrofauny w szlifach stwierdziła, że na głębokości 1265,8–1534,2 m występują otwornice przewodnie dla wizenu, a powyżej głębokości 1454,6 m – charakterystyczne dla wizenu górnego–namuru. W szlifach wykonanych z wapieni organodetrytycznych (zlep muszlowy) z głębokości 1265,8–1274,9 m stwierdzono otwornice z rodziny Archaediscidae (m.in. *Neoarchaediscus* i *Asteroarchaediscus*), które są charakterystyczne dla najwyższego wizenu–namuru dolnego.

Podobnie w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98) nawiercono 141 m utworów karbonu dolnego (wizenu), określanego także jako warstwy zalaskie, na głębokości 2823,0–2682,0 m (Ślączka, red., 1985). Były to głównie mułowce szare, miejscami piaszczyste, warstwowane iłowcami i podrzędnie piaskowcami. Od głębokości 2780,0 m pojawiają się nieregularne soczewki wapieni detrytycznych oraz wkładki wapieni piaszczystych. W niższej części mułowce zawierają faunę morską, a w wyższej – faunę brakiczną.

Karbon górny – C_2

Piaskowce, mułowce, iłowce, zlepieńce i węgiel kamienny (górnośląska seria paraliczna) ($_{pc}C_2$). Są to osady klastyczne i fitogeniczne z cienkimi pokładami węgla kamiennego. We wcześniejszych podziałach były one określane jako warstwy brzeżne. Zostały nawiercone w wielu otworach w północno-zachodniej części obszaru arkusza Bielsko-Biała, od Pisarzowic po północną granicę badanego terenu. Omawiana seria wyróżnia się występowaniem obok siebie osadów lądowych, morskich i brakicznych. Składają się na nią utwory klastyczne: piaskowce, mułowce, iłowce, a rzadziej zlepieńce i fitogeniczne – węgiel kamienny i łupki węglowe (3–4%). Miąższość tej serii wynosi w południowej części terenu około 2000 m i rośnie w kierunku północno-zachodnim do 4000 m (tuż przy granicy obszaru arkusza). W jej obrębie wydziela się od spągu: warstwy sarnowskie, warstwy florowskie i grodzieckie. Te ostatnie dzieli się na warstwy jaklowieckie i warstwy porębskie.

W otworze Głogoczów IG-1 (otw. 92) na głębokości 1092,0–1176,0 m występują utwory karbońskie określane jako warstwy sarnowskie. Wykształcone są one jako szare piaskowce gruboławicowe średnio- i drobnoziarniste z okruchami, soczewkami i smugami węgla kamiennego oraz kryształkami pirytu. Wyróżniają się charakterystycznym profilem, w którym przeważają piaskowce o cechach facjalnych osadów koryt rzecznych, uwarstwieniu skośnym w dużej skali, z toczeńcami iłowców i mułowców, otoczakami węgla i licznymi leżącymi pniami roślin. Występują również płytkowodne osady morskie z fauną ramienionogów oraz utwory przybrzeżne, okresowo zarastane. W opracowaniu petrograficznym powyżej opisanej serii Pelczar (*w*: Gucik i in., 1975) wyróżnia w górnej części piaskowce szarogłazowe, w których składnikiem głównym jest kwarc, a podrzędnymi – skalenie, biotyt i muskowit. Spoiwo jest najczęściej ilaste względnie węglanowo-ilaste. Obecny jest również glaukonit. Powyżej opisanych utworów Kotas (1982a) wyróżnił warstwy florowskie, wykształcone jako mułowce piaszczyste oraz cienkoławicowe piaskowce z florą i zwęglonymi szczątkami roślin. Jest to prawdopodobnie jedynie spągowa część profilu tych warstw. Stwierdzono również ślady mułożerców i apendiksy systemów korzeniowych roślin.

Podobnie w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98) stwierdzono warstwy sarnowskie na głębokości 2531,0–2587,0 m składające się głównie z mułowców szarych, iłowców i piaskowców drobnoziarnistych, które

przykryte są przez 90-metrowej miąższości warstwy florowskie. Prawdopodobnie strop tych warstw na terenie arkusza jest powierzchnią erozyjną, gdyż w profilu brak jest górnośląskiej serii piaskowcowej.

Piaskowce, mułowce, iłowce, zlepieńce i węgiel kamienny (górnośląska seria piaskowcowa) ($_{pcmc}C_2$). Jest to lądowa formacja węglonośna, która została nawiercona głównie w północno-zachodniej części obszaru omawianego arkusza. Zbudowana jest ona z osadów gruboklastycznych (piaskowce, zlepieńce), które przeławicone są wkładkami skał ilasto-mułowcowych i nielicznymi, ale miąższymi pokładami węgla. Utwory gruboklastyczne stanowią ponad 50% profilu, a mogą sięgać 90%. Udział utworów fitogenicznych wynosi 6–9%. Utwory te wyklinowują się w kierunku południowym. Miąższość opisywanej serii na omawianym terenie wynosi przeważnie poniżej 150–200 m, a wzrasta ku północnemu zachodowi do około 1200 m (przy granicy terenu arkusza).

Mułowce, iłowce oraz węgiel kamienny i łupki palne (warstwy załęskie – seria mułowcowa) ($_{mcic}C_2$). Jest to kompleks utworów limnicznych, w których dominują osady drobnoklasyczne. Nawiercono je lokalnie, np. otworem Potrójna IG-1 (otw. 98) (głęb. 2328,0–2426,0 m) jako 98-metrowy kompleks mułowców szarych oraz iłowców z cienkimi warstwami piaskowców oraz pokładami węgla o miąższości 0,2–0,8 m. Ku północnemu zachodowi, przy granicy terenu arkusza, miąższość omawianych osadów wzrasta do około 750 m.

Mułowce, iłowce oraz węgiel kamienny i łupki palne (warstwy orzeskie – seria mułowcowa) ($_{mcic}C_2$). Omawiane utwory występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza, a ich miąższość dochodzi do 600 m. Miąższość ta maleje ku południowi. W otworze Potrójna IG-1 (otw. 98) jest to 43-metrowy kompleks jasnoszarych piaskowców grubo- i średnioławicowych, różnoziarnistych z wkładkami mułowców i mułowców piaszczystych. Występują tu wkładki węgla o miąższości do 3,5 m.

Piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce i węgiel kamienny (krakowska seria piaskowcowa) ($_{pczc}C_2$). Utwory te stanowią stropową część limnicznych osadów węglonośnych, a ich maksymalna miąższość na terenie arkusza wynosi 130–150 m. Występują one w północnej części omawianego terenu. Od niżejległych serii mułowcowych różnią się wykształceniem litologicznym. W profilu tej serii przewagę mają utwory gruboklastyczne: piaskowce, piaskowce ze żwirami i zlepieńce, których udział w profilu może wynosić do 70%. Są one lokalnie przeławicone mułowcami i iłowcami. Pokłady węgla stanowią mały udział w budowie tej serii, ale osiągają zazwyczaj dużą miąższość, która może wynosić 6–7 m. Odsłaniają się na powierzchni terenu jedynie w rejonie Grojca. Zostały także nawiercone w otworze Potrójna IG-1 (otw. 98) na głębokości 2135,0–2283,0 m. Jest to 148-metrowy kompleks jasnoszarych różnoziarnistych piaskowców o spoiwie ilasto-krzemionkowym. Miejscami są one laminowane zwęglonymi szczątkami roślin i często przekątnie warstwowane. Rozdzielają je wkładki szarych mułowców i iłowców oraz pojedyncze wkładki węgla o grubości 0,6–5,2 m. Górna granica karbonu jest erozyjna.

Całkowita miąższość utworów górnokarbońskich na terenie arkusza Bielsko-Biała wynosi około 1600 m, a lokalnie może przekraczać nawet 6000 m. Na północnym zachodzie, w rejonie Tychów (poza granicami arkusza) przekracza 4000 m.

PERM – P

Zlepieńce, piaskowce i mułowce ($_{zc}$P) zostały nawiercone we wschodniej części omawianego terenu, w otworze Tokarnia IG-1 (otw. 113). Jest to prawie 10-metrowy kompleks osadów wulkanoklastycznych brunatnoczerwonych, który leży na rozmytej powierzchni węglanowych utworów dewonu (Jasionowicz, 1975a; Pelczar, 1975). Podłożem utworów permu mogą być także skały karbonu, których miąższość ku zachodowi się zwiększa. Kompleks utworów permu rozpoczynają na głębokości 3653,9 m mułowce wulkanoklastyczne o miąższości 0,5 m, osadzone w kieszeni krasowej. Wyróżnia je przemieszanie materiału terygenicznego (brak warstwowania) i występowanie intraklastów iłowców, zbliżonych do „terra rossa", obok mułków kwarcowych i iłów złożonych głównie z kaolinitu i hematytu. Wyżej leżą zlepieńce gruboziarniste, których głównym składnikiem są słabo obtoczone okruchy law i tufitów brunatnoczerwonych lub jasnoróżowych, tkwiących w ceglastobrunatnym spoiwie. Według Wiesera (1975) masa spajająca, o uziarnieniu tufów, zawiera domieszkę materiału terygenicznego w postaci kwarcu, kaolinitu, hematytu i obtoczonego cyrkonu. Zlepieńce przykrywa warstwa brunatnych przeobrażonych tufów zawierających ziarna kwarcu terygenicznego oraz nieliczne otoczaki law. W utworach tych brak jakichkolwiek śladów fauny. Mułowce, piaskowce i zlepieńce zbudowane są wyłącznie z materiału wulkanoklastycznego. Większe, z reguły jaśniejsze, fragmenty law i tufów są zazwyczaj otoczone ceglastobrunatną masą spajającą o uziarnieniu tufów. W stropowych partiach kompleksu widoczne są ślady zmieszania się materiału wulkanoklastycznego z materiałem węglanowym biogenicznym (okruchy małży, ramienionogów, szkarłupni i innych skamieniałości jurajskich) i terygenicznym (obtoczone ziarna kwarcu), tj. ślady redepozycji materiału wulkanoklastycznego w wyniku transgresji górnojurajskiej.

Kompleks osadów wulkanoklastycznych stratygraficznie mieści się w dłuższej przerwie sedymentacyjnej spowodowanej wynurzeniem i denudacją. Permski wiek opisanego kompleksu jest bardzo prawdopodobny. Przemawiają za tym m.in. podobieństwo składu mineralnego do tzw. tufów filipowickich okolic Krzeszowic oraz zbliżone warunki środowiskowe, sprzyjające procesom kalifikacji i kaolinizacji.

TRIAS – T

Trias środkowy – T_2

Dolomity i wapienie ($_{dow}T_2$) (niecka podhalańska) zostały nawiercone w otworze 128 (Chochołów PIG-1) od głębokości 3183,0 do 3572,0 m (Chowaniec i in., 1992). Są to dolomity wapniste, twarde, zwięzłe, szarobeżowe, z przeławiceniami szarych wapieni dolomitycznych i brekcji dolomitycznych, miejscami skrasowiałych oraz okruchowce dolomityczne i wapienie zdolomityzowane szare i ciemnoszare.

Trias górny – T_3

Łupki ilaste i piaskowce ($_{łipc}T_3$) (niecka podhalańska) zostały nawiercone na głębokości 3132,0–3183,0 m w otworze 128 (Chochołów PIG-1). Wykształcone są jako łupki ilaste i piaskowce zielonawe, kremowoszare i wiśniowobrunatne. Mogą one reprezentować utwory triasu górnego w facji kajpru karpackiego.

JURA – J

Jura środkowa – J_2

Bajos–baton – $J_{bj–ba}$

Piaskowce i mułowce ($_{pcmc}J_{bj–ba}$). Bezpośrednio nad utworami paleozoiku w otworze Borzęta IG-1 (otw. 93) nawiercono piaskowce drobnoziarniste, bezwapniste, laminowane i przekątnie warstwowane, szare, zwięzłe, z licznymi czarnymi smugami i soczewkami oraz z dużą ilością miki na powierzchniach warstwowań. Oprócz tego występują tam charakterystyczne piaskowce mułowcowe jasnoszare o spoiwie krzemionkowo-ilastym, z obfitymi śladami żerowania. Lokalnie występują także zlepieńce grubo- i średniookruchowe złożone z otoczaków białego kwarcu, kwarcytu, rzadziej skał magmowych, o średnicy od 0,5–5,0 cm, oraz głazów piaskowców do 15 cm średnicy. W całej serii występują cienkie 0,5–1,0 cm, sporadycznie do 5 cm, wkładki węgla kamiennego oraz skupiska pirytu. Górna część profilu to piaskowce, zlepieńce i mułowce oraz piaskowce złożone z ziaren kwarcu i przepełnione muskowitem. W mułowcach szarych stwierdzono bogatą i dobrze zachowaną florę (Reymanówna, 1973), która została opisana jako środkowojurajska (nie jest wykluczone, że pochodzi ona także z najwyższej części jury dolnej). Sprecyzowanie wieku na bajos–baton oparto na wynikach badań nad megasporami (Brzozowska, 1973). Warstwa łupków węglowych (głęb. 2323,5 m) brunatnoczarnych o grubości 15 cm oddziela wyższą część osadów jury środkowej, rozwiniętą jako piaskowce bezwapniste (Marciniec, Zimnal, 2006), od niższej. Leżą one bezpośrednio pod wapieniami jury górnej w postaci pakietu piaskowców gruboławicowych o miąższości 14 m. W większości są to piaskowce średnioziarniste z cienkimi wkładkami piaskowców zlepieńcowatych. Piaskowce są jasnoszare, tylko w stropie zielonawe od licznie występującego glaukonitu, a spoiwo jest ubogie, przeważnie węglanowe.

Jura środkowa–górna – $J_{2–3}$

Kelowej–oksford – $J_{kl–o}$

Wapienie, dolomity, piaskowce, zlepieńce i mułowce ($_{wdo}J_{kl–o}$) zostały nawiercone w podłożu Karpat. Na rozmytych utworach wulkanoklastycznych w otworze Tokarnia IG-1 (otw. 113) na głębokości 3421,0–3653,9 m występują wapienie piaszczyste, zawierające ziarna kwarcu detrytycznego i domieszkę drobnych okruchów brunatnych skał wulkanicznych oraz biotyt i hematyt. Wapienie przepełnione są płytkami krynoidów, jeżowców, fragmentami mszywiołów, ułamkami małży, ślimaków, korali oraz igłami gąbek. Przykryte są 0,5-metrową warstwą zlepieńców. Skład szczątków organicznych w wapnisto-piaszczystych utworach z Tokarni widoczny w płytkach cienkich jest identyczny, jak w utworach keloweju w Zalasie koło Krakowa (Garlicka, Tarkowski,1975; Wójcik i in., 2006) oraz na przedgórzu Karpat (Borzęta IG-1 – otw. 93).

Nad wapieniami piaszczystymi w otworze Tokarnia IG-1 (otw. 113) leżą utwory węglanowe o miąższości blisko 231 m, w spągu których widoczne jest rozmycie wskazujące na lukę w tworzeniu się osadów między warstwą bulastą a wapieniami. W dolnej części są to wapienie ziarniste (detrytyczne) nieco zdolomityzowane i zsylifikowane, zawierające ziarna glaukonitu i nieliczne ziarna kwarcu. Wapienie są ciemnoszare, miejscami czerwone.

Wyższą część profilu utworów węglanowych stanowią szare dolomity kawerniste i wapienie dolomityczne zawierające wkładki dolomitycznych mułowców kwarcowych. Najwyższa część serii węglanowej wykształcona jest jako zdolomityzowane wapienie mikrytowe i grudkowe. W omawianych wapieniach stwierdzono zespół charakterystyczny dla poziomu z *Colomisphaera* wyróżnianego w oksfordzie dolnym przedgórza Karpat (Garlicka, 1974).

Wykonane przez Olszewską (*w*: Wójcik i in., 2006) oznaczenia z osadów z otworu 113 (Tokarnia IG-1): otwornic (*Paleogaudryina* sp., *Bullopora tuberculata*, *Nubecularia* sp., *Lenticulina* sp., *Quinqueloculina* cf. *tersa* Danitsch, *Paalzowella* sp., *Dentalina pseudocommunis* (Franke), *Paalzowella turbinella* (Gümbel), *Spirillina* sp., *Opthalmidium* sp., *Globuligerina* sp.), wapiennych dinocyst (*Colomisphaera fibrata* (Nagy), *Opthalmidium strumosum* (Gümbel) i *Epistomina* sp.) oraz wieloszczetów, glonów i innych wskazują wiek serii węglanów na oksford (środkowy ?).

Jura górna – J_3

Wapienie i wapienie dolomityczne ($_wJ_3$). W otworze Głogoczów IG-1 (otw. 92) na głębokości 971,0–1083,0 m, na utworach karbońskich, występuje 112-metrowej miąższość kompleks wapieni jurajskich, które oddziela duża luka erozyjna od niżejległych utworów karbońskich (Wójcik i in., 2009). W rdzeniu stwierdzono występowanie wapieni zrostkowych, złożonych z okruchów wapieni białych i kremowych, w niższej części beżowoszarych. Występują wśród nich buły i przerosty krzemieni. Na płaszczyznach

oddzielności i w szczelinach pęknięć występują smugi łupków szarych i zielonych. W próbce łupków pobranej ze szczeliny stwierdzono mikrofaunę mioceńską. W płytkach cienkich opracowanych przez Pelczar (*w*: Gucik i in., 1975), wapienie z części wyższej profilu mają budowę mikrytową, gruzełkową, pseudooolitową z nieznaczną ilością intrasparytu zlepiającego poszczególne gruzełki. W części niższej występuje wapień mikrytowy, miejscami pseudooolityczny, zbrekcjowany o strukturze gruzełkowej, teksturze zbitej, silnie zsylifikowany. Zsylifikowane są głównie szczątki organiczne (mikrofauna). W najwyższej części są to wapienie skaliste, zbite, kremowobiałe, na powierzchniach spękań szare. Stwierdzono w nich dwa małe okazy brachiopodów bardzo źle zachowane. Ze względu na brak dokumentacji paleontologicznej omawianych osadów, przez analogię do rozwoju litologicznego innych wystąpień wapieni udokumentowanych paleontologicznie, dla całej przewierconej serii wapieni przyjmuje się wiek – jura górna.

Oksford – J_o

Wapienie skaliste, wapienie ławicowe z krzemieniami i dolomity ($_{wsk}J_o$) odsłaniają się na powierzchni w północno-wschodniej części terenu arkusza w rejonie Jeziorzan, Samborku i Kurdwanowa, w Czernichowie i na górze Krzemiennik w Wołowicach. Litologicznie są to wapienie skaliste oraz zazębiające się z nimi wapienie ławicowe (Dżułyński, 1952, 1953; Alexandrowicz, 1960). W wapieniach, a szczególnie w ich facji ławicowej, znajdują się krzemienie (Gaweł, 1924; Rajchel, 1970). Miąższość wapieni wynosi około 200 m. Ulegają one miejscami procesom dolomityzacji, sylifikacji i pirytyzacji. Dolomity znane są z odsłonięć w Samborku.

Omawiane osady zostały nawiercone licznymi otworami w podłożu utworów mioceńskich oraz pod nasunięciem karpackim. W otworze Borzęta IG-1 (otw. 93) są to wapienie skaliste białokremowe. Cechuje je prawie zupełny brak uławicenia. Występują wśród nich liczne krzemienie i czerty w formie buł względnie nieregularnych ostrokrawędzistych form. Struktura skały w górnym odcinku profilu jest zrostkowa, a w części dolnej – okruchowa i masywna. Całość wapieni jest silnie spękana. W stropowej części od 2200,0 do 2225,0 m bardzo silnie zaznaczone są procesy krasowe, wskutek których powstał szereg kanałów, poszerzonych szczelin i kawern. Przestrzenie krasowe wypełnione są iłami intensywnie zielonymi, często o odcieniu morskim. W iłach tkwią masowo wypreparowane z wapieni buły krzemieni oraz okruchy wapieni. Ten sam typ iłów zaznacza się jeszcze znacznie głębiej w szczelinach w formie cienkich smug. W niektórych miejscach, np. w okolicy Wołowic–Krzemiennika (Ryłko, Paul, 2013), nad osadami oksfordu leżą utwory cenomanu. Granica pomiędzy nimi jest erozyjna. Na powierzchni osadów oksfordu występują gliny zabarwione na kolor czerwony z krzemieniami, pochodzące z wietrzenia wapieni (Gradziński, 1962). Miąższość zwietrzelin jest mała, a miejscami ich brak.

Tyton – J_{ty}

Łupki, margle i wapienie (łupki cieszyńskie dolne) ($_{łme}J_{ty}$). Wychodnie opisywanych osadów stwierdzono w zachodniej części obszaru arkusza na terenie występowania utworów jednostki śląskiej. Profile ich odsłaniają się m.in. w potoku Kamienica na zachód od Bielska-Białej oraz w Starym Bielsku, gdzie występują w jądrach antyklin. Są to szare (brudnoszare) i ciemnostalowe łupki margliste, wapienie i margle grubołupliwe o wyraźnym rozpadzie tabliczkowym, ilaste łupki margliste, lokalnie z soczewkami wapnistych piaskowców cienkoławicowych. Miejscami w ich obrębie występują pojedyncze przeławicenia łupków brunatnych. Spąg łupków cieszyńskich dolnych ma charakter tektoniczny. Zawierają one zespół otwornic tytońskich, m.in.: *Trocholina molesta* Gorbatchik, *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Lenticulina* sp., *Planularia* sp. Cała seria ma miąższość około 100–200 m, a utwory widoczne na powierzchni reprezentują jej wyższą część bezpośrednio graniczącą z wapieniami cieszyńskimi.

JURA–KREDA – J–K

Wapienie, margle, zlepieńce, piaskowce i łupki (utwory pienińskiego pasa skałkowego) ($_{wme}$J–K). W skład utworów pienińskiego pasa skałkowego wchodzą: zlepieńce, piaskowce i łupki (warstwy jarmuckie) oraz łupki pstre; piaskowce, zlepieńce i łupki (warstwy sromowieckie) oraz margle pstre; łupki, margle i wapienie (warstwy globigerynowo-radiolariowe); wapienie krynoidowe, wapienie czorsztyńskie, wapienie kalpionellowe, muszlowce, radiolaryty, wapienie i rogowce (serie: Maruszyny, Grajcarka, braniska, czorsztyńska, pienińska, hulińska i złatniańska); wapienie, margle plamiste i łupki ze sferosyderytami (warstwy opalinusowe i murchisoniowe – nierozdzielone); wapienie i łupki plamiste oraz łupki posidoniowe.

Pieniński pas skałkowy zajmuje stosunkowo małą powierzchnię w południowo-wschodniej części obszaru arkusza Bielsko-Biała. W wyniku licznych badań geologicznych osady, z których jest zbudowany, zostały podzielone na szereg serii, a ich inwentarz litologiczno-stratygraficzny został uporządkowany. Pierwotny ich podział na dwie serie (Uhlig, 1891, 1903) został rozszerzony do kilku (Birkenmajer, 1965). Z północy na południe wydzielono kolejno serie: czorsztyńską, czertezicką, niedzicką, braniską, pienińską i haligowiecką. Spośród nich największe różnice litologiczno-stratygraficzne wykazują serie czorsztyńska i pienińska, pozostałe różnią się tylko innym wykształceniem litologicznym niektórych ogniw. Poszczególne serie skalne, wskutek nałożenia się na siebie kilku faz deformacji tektonicznych, uległy silnemu pocięciu na fragmenty różnej wielkości oraz częściowo wyciśnięciu na krawędziach. Nierzadko zostały roztarte, a całość silnie zgnieciona i przetasowana.

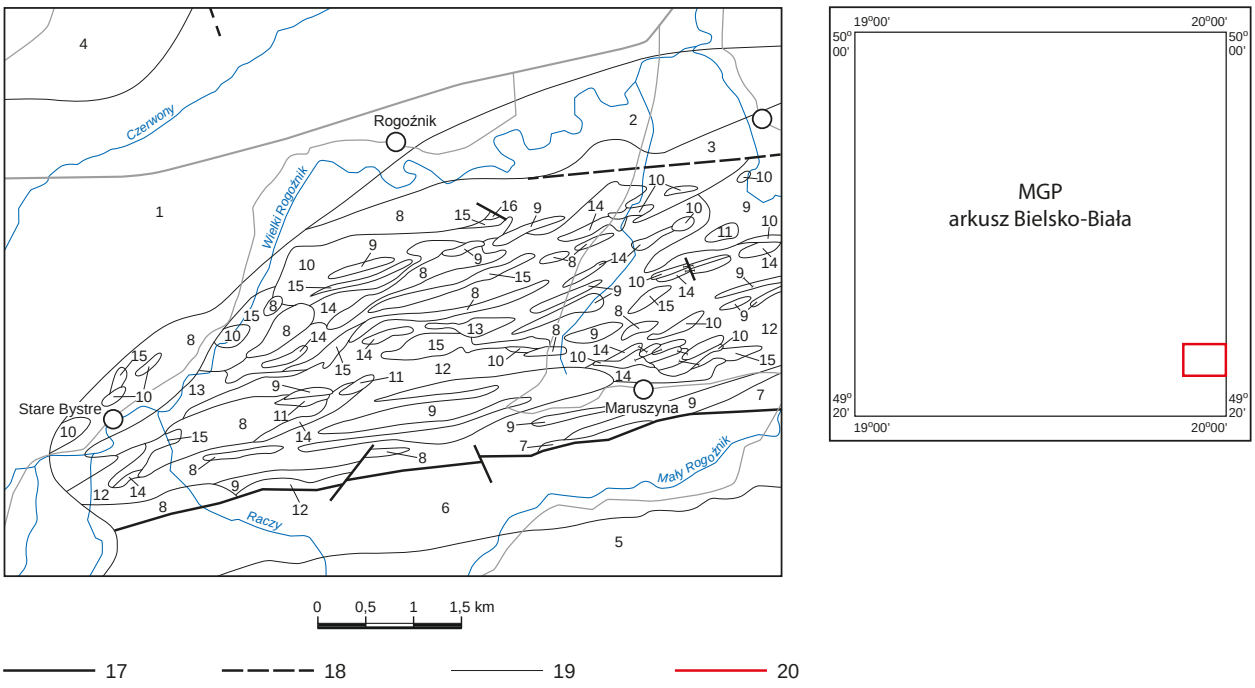

Fig. 2. Szkic geologiczny pienińskiego pasa skałkowego (na podstawie Gaździckiej i in., 2013, uproszczony)

Zapadlisko orawsko-nowotarskie: *1* – warstwy z Mizernej, warstwy z Podczerwonego i warstwy z Koniówki (pliocen), *2* – warstwy orawskie i warstwy czarnodunajeckie (miocen środkowy); płaszczowina magurska – strefa krynicka: *3* – warstwy ze Starego Bystrego (miocen dolny), *4* – warstwy malcowskie (oligocen); niecka podhalańska: *5* – warstwy zakopiańskie dolne (oligocen dolny–górny), *6* – warstwy szaflarskie (oligocen dolny); pieniński pas skałkowy: *7* – seria Maruszyny (kreda górna), *8* – seria grajcarka (kreda górna), *9* – seria czorsztyńska (kreda górna), *10* – seria czorsztyńska (jura górna), *11* – seria czorsztyńska (jura środkowa), *12* – seria braniska i seria pienińska (kreda górna), *13* – seria braniska i seria pienińska (kreda dolna i górna), *14* – seria braniska i seria pienińska (jura środkowa i kreda dolna), *15* – seria braniska i seria pienińska (jura środkowa), *16* – seria braniska i seria pienińska (jura dolna i środkowa), *17* – uskoki pewne, *18* – uskoki przypuszczalne, *19* – granice geologiczne, *20* – granica szkicu na obszarze arkusza

Zespoły skalne ciągłe zostały zamienione na liczne soczewkowate formy różnej wielkości (Watycha, 1968), o elementach skalnych ustawionych osiami podłużnymi z zachodu na wschód, jedne nad drugimi, rozdzielone niezliczoną ilością płaszczyzn nieciągłości tektonicznej. Poszczególne ogniwa tych tektonicznych form są znacznie zredukowane, mają zmienną miąższość, a ich indywidualny inwentarz skalny jest przeważnie niepełny.

Na obszarze arkusza stwierdzono występowanie osadów serii Maruszyny, Grajcarka, czorsztyńskiej oraz braniskiej i pienińskiej (fig. 2). Obraz stratygraficzno-litologiczny tych serii z powodu ich dość znacznego zakrycia przez utwory czwartorzędowe i neogeńskie jest jedynie efektem interpretacji.

Jura środkowa–kreda dolna – J_2–K_1

Wapienie i wapienie margliste z przeławiceniami iłowców i mułowców ($_wJ_2$–K_1) (niecka podhalańska). Utwory te nie występują na powierzchni terenu. Stwierdzono je w otworze 128

(Chochołów IG-1) na głębokości 3076,0–3132,0 m (Chowaniec i in., 1992). Występują one na utworach triasowych, a przykryte są przez warstwy szaflarskie i zakopiańskie, czyli między nimi jest znaczna luka erozyjna. W obrębie omawianych osadów występują lustra tektoniczne i brekcje.

Jura górna–kreda dolna – J_3–K_1

Tyton–berias – J_{ty}–K_b

Wapienie z wkładkami łupków marglistych (wapienie cieszyńskie) ($_wJ_{ty}$–K_b). Wychodnie opisywanych utworów znajdują się w północno-zachodniej części obszaru arkusza na terenie występowania osadów płaszczowiny (jednostki) śląskiej, w pasie odsłonięć między Bielskiem-Białą a Kętami oraz na południu w obrzeżeniach Kotliny Żywieckiej. W kierunku wschodnim ich wychodnie zajmują niewielkie powierzchnie. Miąższość omawianego kompleksu nie przekracza 100 m.

Utwory opisywanego ogniwa przeważnie rozwinięte są w postaci kompleksów złożonych z cienko- i średnioławicowych wapieni przeławiconych jasnoszarożółtymi łupkami marglistymi. Jasnokremowe wapienie są pelityczne, twarde, z licznymi bioglifami, pocięte prostopadle do powierzchni spągowych strzałką kalcytową. Drugą odmianą tego wydzielenia jest kompleks wapienno-łupkowy o wyraźnej przewadze wapieni detrytycznych. Niższa część tego ogniwa (wapienie podkalpionellowe) to pakiety łupkowe z licznymi wkładkami wapieni detrytycznych reprezentujące osady jury (niższy tyton górny), które zawierają liczne stomiosferidy, kadosiny i glony wapienne, między innymi: *Colomisphaera carpathica* (Borza), C*olomisphaera cieszynica* Nowak, *Colomisphaera minutissima* (Colom), *Cadosina fuska* Wanner i *Globochaete alpina* Lamberd (Nowak, 1970). Przeważającą część utworów tego wydzielenia spotykanych na obszarze Kotliny Żywieckiej stanowią wapienie kalpionellowe. Charakteryzują się one zwiększonym udziałem wapieni pelitycznych, które zawierają dwa zespoły kalpionellowe: górnotytoński i beriaski. Pierwszy reprezentowany jest m.in. przez: *Calpionella alpina* Lorentz, *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga), *Crassicollaria parvula* Remane i *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), drugi zaś przez: *Calpionella alpina* Lorentz, *Calpionellites darderi* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Stenosemellopsis hispanica* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) i *Amphorellina subacuta* Colom. Omawiane utwory w okolicy Bielska-Białej i Pisarzowic składają się z kremowych lub brudnoszarych, różowawych wapieni cienkoławicowych oraz szarożółtych i szarych łupków. Wapienie są pelityczne, płytowe, twarde, często pocięte prostopadłymi do powierzchni uwarstwienia szczelinami wypełnionymi strzałką kalcytową. Ławice wapieni mają nierówne powierzchnie, na których występują liczne hieroglify organiczne. Ich wychodnie tworzą pojedyncze wzniesienia. Łupki rozdzielające wapienie są przeważnie miękkie i margliste, o małych miąższościach.

JURA–PALEOGEN – J–Pg

Wapienie, margle, zlepieńce i łupki (skałki andrychowskie) ($_{wme}$J–Pg) na terenie arkusza odsłaniają się w rejonie Andrychowa w postaci izolowanego wystąpienia bloków wapieni wieku jura–paleogen. Nazywane są skałkami andrychowskimi i występują przy czole płaszczowiny śląskiej. Klasyczne ich odsłonięcia znajdują się w Roczynach, Targanicach, na Pańskiej Górze i w Inwałdzie. Skałki te obecnie uznawane są za serię olistolitów (Ryłko, 2015a, b) osadzoną w późnym paleogenie lub neogenie. Ich skład jest bardzo zróżnicowany. W profilu skałek andrychowskich oprócz wapieni wyróżniają się również granitognejsy (kambr?–perm?) i mylonity (proterozoik?) (Ryłko, 2015a, b). Granitognejsy stwierdzono na północno-zachodnich stokach Pańskiej Góry w Andrychowie (Książkiewicz, 1951a, b).

Skałki andrychowskie opisywane były przez: Książkiewicza (1935b, 1951a, 1972), Nowaka (1959, 1973, 1983, 1986), Biedę i innych (1963), Książkiewicza i Liszkową (1972), Koszarskiego (1992), Gasinskiego (1998), Olszewską i Wieczorka (2001), Malatę i innych (2003), Golonkę i Krobickiego (2006), Olszewską i innych (2008), Ryłko i Paula (2013a) oraz Ryłko (2015b).

W obrębie skałek andrychowskich dominują skały węglanowe (fig. 3). Najstarszymi są górnojurajskie wapienie z rogowcami odsłaniające się w dolinie potoku Targaniczanka w miejscowościach Roczyny, Targanice-Targanice Dolne i w okolicach Pańskiej Góry w Andrychowie. Są to twarde wapienie rogowcowe, szarokremowe, smugowane ławicami rogowców. Wyniki analizy mikropaleontologicznej (Olszewska, Wieczorek, 2001) wskazały na obecność licznych komponentów o charakterze bioklastów, tj. radiolarie, spikule gąbek, fragmenty liliowców planktonicznych, a wykonane oznaczenia mikrofaunistyczne pozwoliły na oszacowanie wieku sedymentacji osadów na oksford.

W Roczynach na wapieniach z rogowcami oksfordu leżą niezgodnie zlepieńce o miąższości około 1 m. Złożone są one z dobrze obtoczonych okruchów wapieni, których spoiwem są wapienie margliste. Są to zapewne zlepieńce podstawowe z transgresji albskiej (Ryłko, Paul, 2013b).

Inną odmianą są wapienie gruboławicowe (inwałdzkie) typu sztramberskiego, których wychodnie stwierdzono w obrębie wzgórza Wapiennica w Inwałdzie oraz w Targanicach Dolnych. Wapienie są twarde, od drobno- do gruboziarnistych, silnie spękane, białe, kremowe, szarawe ze słabo widoczną stratyfikacją. Zawierają zespoły różnorodnych skamieniałości, wśród których wyróżnia się: glony, jeżowce, koralowce, mszywioły, ślimaki, ramienionogi (Olszewska, Wieczorek, 2001).

W okolicach Roczyn, Targanic (skałka targanicka), Andrychowa (skałka Pańskiej Góry) i Inwałdu występują górnokredowe wapienie z rogowcami i margle (Nowak, 1986). Wapienie z rogowcami są to skały wyraźnie drobno- i średnioławicone, zwykle twarde. Wśród ławic skrzemionkowanych występują także odmiany wapieni bardziej miękkich, marglistych, zawierające domieszki minerałów ilastych (Nowak, 1986). Mikroskamieniałości obecne w tej skale, w tym zespoły otwornic planktonicznych, wskazują na kredowy

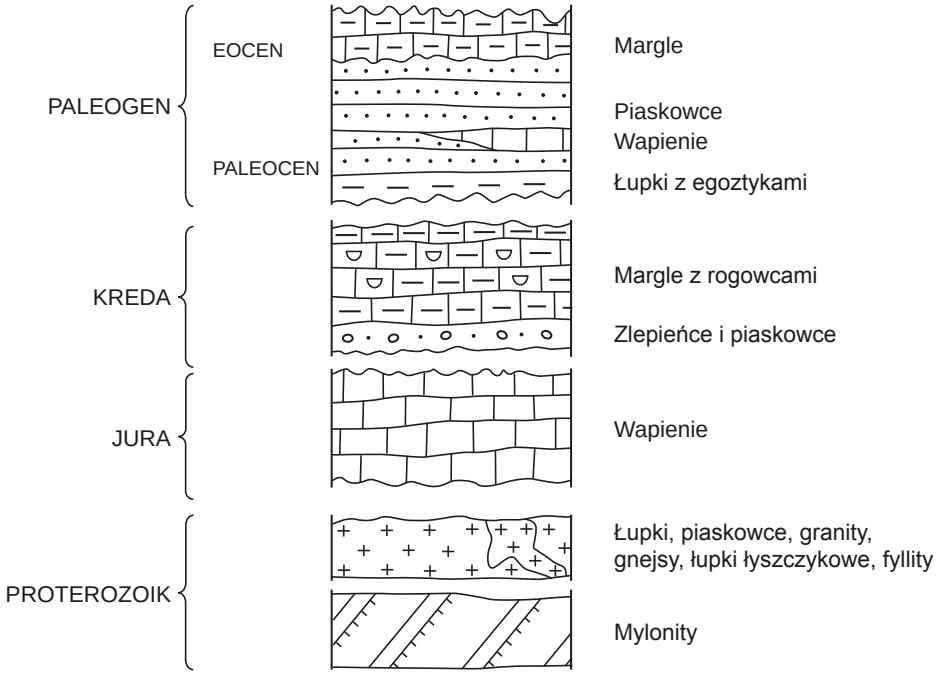

Fig. 3. Uproszczony profil skałek andrychowskich

wiek sedymentacji (Gasiński, 1998). Skały wapienne wykazują podobieństwo litologiczne do szeroko rozprzestrzenionej facji typu Maiolica w Karpatach Centralnych (Golonka, Krobicki, 2006). Drugim typem osadów są mocno zdeformowane tektonicznie margle, margle szare twarde, cienkopłytowe z wkładką jasnych wapieni z rogowcami (Nowak, 1986). Miąższość margli w Roczynach wynosi około 5 m.

Najmłodszymi utworami w obrębie skałek andrychowskich są paleoceńsko-eoceńskie wapienie organodetrytyczne występujące w okolicach Targanic (skałka targanicka) i Andrychowa (skałka Pańskiej Góry) (Nowak, 1986). Mają one formę bloków twardych gruboziarnistych wapieni allodapicznych, stratyfikowanych, rozpadających się na płyty o grubości do 20 cm. Wapienie występują w zapiaszczonym *matrix* o charakterze skalnego błota oraz w łupkach. Ziarnom węglanowym towarzyszy także spora domieszka kwarcu detrytycznego.

KREDA – K

Kreda dolna – K_1

Berias–hoteryw – $K_{b–h}$

Łupki z wkładkami piaskowców cienkoławicowych i syderytów (łupki cieszyńskie górne) ($_{ł}K_{b–h}$) odsłaniają się w północno-zachodniej części terenu arkusza między Bielskiem-Białą a Andrychowem, wzdłuż nasunięcia karpackiego, aż po rejon Krakowa oraz wąskim pasem u czoła nasunięcia płaszczowiny magurskiej w okolicach Myślenic, głównie na terenie występowania utworów serii śląskiej i podśląskiej. Wychodnie ich występują również w południowym otoczeniu Kotliny Żywieckiej, między doliną Leśnianki na północy i miejscowością Przybędza na południu. Odsłaniają się także w oknie

tektonicznym Sopotni Małej. Są to łupki ciemne przeławicone piaskowcami cienkoławicowymi, miejscami skorupowymi. Cały kompleks jest silnie wapnisty. Często występują tu czarne, po zwietrzeniu ciemnoszare, łupki krzemionkowo-ilaste. W stropowej części ogniwa występują syderyty. Łupki cieszyńskie górne leżą na wapieniach cieszyńskich, a w stropie przykryte są warstwami grodziskimi lub, w przypadku ich braku, warstwami wierzowskimi. Wiek tego wydzielenia określa się na berias–hoteryw. Z mikrofauny oznaczonej w omawianych osadach największe znaczenie mają formy: *Dorothia hauteriviana* (Moullade), *Dorothia kumnii* (Zedler), *Trochammina vocontiana* Moullade, *Pseudoreophax cisovnicensis* Geroch, *Lenticulina nodosa* (Reuss), *Lenticulina crepidularis* (Roemer), *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatluk) i *Falsogaudryinnella tealbyensis* Bartenstein. Miąższość łupków cieszyńskich górnych wynosi od 150 do 300 m.

C i e s z y n i t y (skały cieszynitowe) ($_{\kappa}K_1$) (seria śląska) towarzyszą w kilku miejscach wapieniom i łupkom cieszyńskim górnym. Są to głównie sille cieszynitowe występujące między Bielskiem-Białą a Andrychowem. Intruzje takie znajdują się w obrzeżeniu okna tektonicznego Żywca. Żyłę cieszynitu stwierdzono także w profilu otworu Bystra IG-1 (otw. 115) na głębokości 3366,0 m (Żytko, 1978). Intruzje cieszynitowe powodowały widoczne zmiany termalne zarówno w wapieniach, jak i łupkach.

Cieszynity występujące w tym rejonie to odmiany drobnokrystaliczne i gruboziarniste o zielonym zabarwieniu. Są to zróżnicowane skały zasadowe typu lamprofirów, limburgitów, diabazów i sjenitów (Wieser, 1971, 1985; Smulikowski, 1980). Na powierzchniach odsłoniętych są one silne zwietrzałe i rozsypliwe. Pierwsze datowania radiometryczne tych skał przeprowadzone metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002), wykazały wiek 122–120 Ma (barrem–apt dolny). Nowsze wyniki datowań różnych odmian skał cieszynitowych przeprowadzonych metodą K–Ar (Grabowski i in., 2003) potwierdziły wczesnokredowy ich wiek. Nie można wykluczyć, że w rejonie Żywca są one jeszcze starsze (148,6–143,5 Ma – tyton–berias), jednak data ta może być obarczona większym błędem, ze względu na bardzo silne przeobrażenia hydrotermalne intruzji (Grabowski i in., 2006, 2008).

Hoteryw–apt – $K_{h–ap}$

P i a s k o w c e i ł u p k i z w k ł a d k a m i z l e p i e ń c ó w (w a r s t w y g r o d z i s k i e) ($_{pc}K_{h–ap}$) występują zarówno w obrębie płaszczowiny podśląskiej, jak i śląskiej. Składają się one z piaskowców grubo-, średnio- lub cienkoławicowych, grubo-, lub też drobnoziarnistych, przeplatających się z grubo łupiącymi się ciemnoszarymi łupkami marglistymi. Na obszarze arkusza warstwy te występują w trzech zespołach. Pierwszy z nich (niższy) cechuje się wyraźną dominacją piaskowców i zlepieńców. W drugim zespole przeważają cienkoławicowe piaskowce płytowe przeławicone łupkami, które miejscami dominują. Jest to zespół najbardziej powszechny, podobny do łupków cieszyńskich. W trzecim typie przeważają pakiety łupkowe. Są one zróżnicowane regionalnie.

Niższe ogniwo warstw grodziskich cechuje się przewagą średnioławicowych (50–70 cm) piaskowców wapnistych, jasnoszarych, średnio- i gruboziarnistych, miejscami zlepieńcowatych. W tych ostatnich przeważa materiał egzotyczny (łupki krystaliczne chlorytowe i mikowe, liczne ziarna ciemnego glaukonitu, lokalnie wapienie sztramberskie, rogowce oraz egzotyki węgla kamiennego) (Książkiewicz, 1951a, b). Piaskowce zawierają podobny skład, a w stropach cieńszych ławic, na powierzchniach oddzielności, widoczna jest również mika. Są one słabo rozsortowane frakcjonalnie z wyraźnie zaznaczonym grubszym ziarnem w spągu. Miejscami na zwietrzałych powierzchniach wychodni piaskowców widoczne są szczątki organiczne mszywiołów, małż czy belemnitów, a na spągu liczne hieroglify prądowe i wleczeniowe. W wyższej części piaskowce są cienkoławicowe, a ich miąższość nie przekracza już kilkunastu centymetrów. Piaskowce te są uławicone, płytowe, najczęściej drobno- i średnioziarniste. Spągi tych ławic są ostre i zawierają liczne hieroglify, stropy zaś skorupowate, stopniowo przechodzą w łupki (zespół trzeci), identycznie wykształcone w całej serii, przy czym tu tworzą grubsze pakiety (50 cm). Są to łupki silnie wapniste, szare, jasnostalowe, grubołupliwe lub blaszkowate. Spotyka się również pakiety (40 cm) jasnoszarych, beżowych łupków marglistych z ciemnymi plamami o typie fukoidów. Mikrofauna tu występująca reprezentowana jest przez: *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatliuk), *Thalmannammina neocomiennsis* Geroch, *Trochammina vocontiana* Moullade i *Gaudryina oblonga* Zespelova. Całkowita miąższość warstw grodziskich wynosi od 40 do 300 m. W przeszłości używano dla piaskowców grodziskich określenia „piaskowce ostrygowe" (Książkiewicz, 1951a), ze względu na występowanie w nich skorupek ostryg.

Łupki czarne z wkładkami piaskowców i syderytów (łupki wierzowskie) ($_{l}K_{h–ap}$) odsłaniają się wąskimi pasami w północnej części obszaru arkusza na terenie jednostek podśląskiej i śląskiej. Są to łupki czarne i ciemnoszare, słabo wapniste i krzemionkowe, łupiące się liściasto, na powierzchniach uławicenia pokryte pyłem mikowym. Cienkoławicowe piaskowce są kruche, ciemne, niekiedy skorupowe, wapniste i mikowe. W stropowej części tego wydzielenia pojawiają się smugi łupków szarozielonych o miąższości 20–25 m, z laminami mułowców oraz sferosyderytów dolomitycznych. Te ostatnie spotyka się zarówno w korytach potoków, jak i w odsłoniętych skarpach. Mają one zróżnicowane średnice od kilkunastu centymetrów do ponad metra. Miejscami w profilach zdarza się występowanie kilku ławic grubszych (15 cm) piaskowców drobnoziarnistych i syderytycznych. W próbkach pobranych z tego ogniwa stwierdzono następujący zespół mikrofauny: *Rhizammina indyvisa* (Brady), *Trochammina vocontiana* Moullade, *Recurvoides contortus* Earland, *Thalmannammina neocomiensis* Geroch, *Hormosina crassa* Geroch i *Gaudryina oblonga* Zaspelova, wskazujący na powstanie omawianych utworów w apcie. Miąższość łupków wierzowskich wynosi około 150 m. Powyżej nich występują warstwy lgockie.

Alb – K_{al}

Piaskowce krzemionkowe i łupki, miejscami piaskowce gruboławicowe (warstwy lgockie) ($_{pck}K_{al}$) związane są głównie z jednostką śląską i występują między Bielskiem-Białą a Myślenicami, w nadkładzie łupków wierzowskich, a na obszarze jednostki podśląskiej – w rejonie Kęt i Andrychowa, gdzie lokalnie zastępują warstwy gezowe. Szczególnie dobrze odsłaniają się na północnych zboczach Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego. Warstwy te dzieli się najczęściej na trzy kompleksy: dolny – piaskowcowy, środkowy – łupkowo-piaskowcowy oraz górny – złożony z drobnorytmicznego fliszu zawierającego rogowce mikuszowickie. Z powodu słabego odsłonięcia terenu trudno jest rozdzielić poziomy dolny i środkowy. Niższą część profilu tych warstw stanowi ogniwo z dominacją piaskowców krzemionkowych średnio-, lokalnie gruboławicowych o wyraźnym uziarnieniu frakcjonalnym, w spągu zlepieńcowatych. W odróżnieniu od piaskowców z wyższej części, na ogół mają spoiwo ilaste i są rozsypliwe. Górne ogniwo to kompleks złożony z cienko- i średnioławicowych (10–30 cm) piaskowców drobnoziarnistych, zlewnych, kwarcytowych o spoiwie węglanowym i węglanowo-krzemionkowym. Piaskowce te charakteryzują się warstwowaniem diagonalnym i równoległym, rzadziej konwolutnym. Ławice są płytowe, a na powierzchniach spągowych widoczne są liczne bioglify. Towarzyszą im cienkie pakiety czarnych, miejscami zielonkawych, twardych, bezwapnistych łupków z zaznaczającą się czarną plamistością, o rozpadzie tabliczkowym lub liściastym.

Mikrofauna występująca w tych utworach jest uboga. Reprezentują ją: *Hippocrepina depressa* Vaiek, *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Thalmannammina neocomiennsis* Geroch, *Reophax minutus* Tappan, *Plectorecurvoides alternans* Noth i *Haplophragmoides gigas minor* Nauss wieku albskiego.

Miąższość omawianych warstw wynosi około 250 m w części zachodniej terenu i zmniejsza się ku wschodowi do 100–150 m.

Kreda dolna–górna – $K_{1–2}$

Alb–cenoman – $K_{al–c}$

Gezy i piaskowce gezowe z wkładkami margli, spongiolitów, piaskowców i łupków (warstwy gezowe) ($_{ge}K_{al–c}$) są przeważnie wieku albsko-cenomańskiego. Są to głównie piaskowce (piaskowce gezowe) cienkoławicowe, porowate, białawe lub żółtawe, słabo wapniste lub pozbawione węglanu wapnia, składające się z kwarcu i igieł gąbek krzemionkowych. Gezy są przewarstwione szarymi, zielonkawymi lub czarnymi łupkami. W obrębie łupków występują cienkie warstewki spongiolitów i margli krzemionkowych. Warstwy gezowe występują głównie w profilach serii podśląskiej w izolowanych odsłonięciach powierzchniowych, np. między Mogilanami a Rzeszotarami, w okolicy Wadowic, Kalwarii Zebrzydowskiej, Skawiny i Mogilan, w Ochojnie, w rejonie Witanowic i Zygodowic, Lanckorony i Barwałdu. Jest to seria skalna leżąca nad zredukowanymi warstwami wierzowskimi i zastępująca warstwy lgockie.

W niektórych profilach brak jest warstw lgockich. Warstwy gezowe przykryte są łupkami pstrymi warstw istebniańskich dolnych (seria podśląska) lub marglami węglowieckimi, a ich miąższość dochodzi do 150 m. Zajmują one niewielkie powierzchnie i ze względu na skalę mapy nie zawsze można je było zaznaczyć.

Kreda górna – K_2

Cenoman – K_c

Piaskowce, rogowce i łupki (warstwy lgockie górne) ($_{perc}K_c$) występują w profilu osadów serii śląskiej. Jest to zespół skalny złożony z piaskowców spongiolitowych, cienkoławicowych (grubość ławic wynosi od 1 do 5 m), piaskowców drobnoziarnistych z fukoidami, niebieskawych oraz rogowców i łupków. Rogowce tkwią w ławicach piaskowców w postaci jednej lub kilku wstęg. W typowym wykształceniu występują jako rogowce niebieskie (miejscami wręcz błękitne), rzadziej białe i szare. Badania mikroskopowe wykazały, że powstały one z przeobrażenia igieł gąbek, podrzędnie z radiolarii. Ich miąższość wynosi od 10 do 18 cm, co stanowi najczęściej 2/3 miąższości ławicy. Sporadycznie występują one w stropowej części jaśniejszych piaskowców drobnoziarnistych. Po zwietrzeniu stają się kremowe.

Piaskowce i rogowce rozdzielone są często marglistymi, zielonkawymi lub czarnymi i plamistymi łupkami ilastymi o dużych miąższościach. Ich wychodnie stwierdzono m.in. w rejonie Stanisława Górnego, Wysokiej, Zarzyc Wielkich, Rokowa oraz w Barwałdzie i Kalwarii Zebrzydowskiej. Miąższość warstw lgockich górnych jest zmienna i wynosi od 30 do 150 m.

W omówionych osadach stwierdzono m.in. następującą faunę: *Neohibolites minimus* (Miller), *Acanthoplites bigoureti* (Seunes), *Plectorecurvoides alternans* (Noth), *Rhizammina* sp., *Gyroidina* cf. *soldanii* (d'Orbigny), *Eponides greatwalleyensis* Trujillo, *Ammodiscus* sp., *Bulimina* sp., *Hedbergella planispira* (Tappan), *Hedbergella delrioensis* (Carsey) i *Globigerinelloides eaglefordensis* (Moreman), której wiek określa się na cenoman.

Radiolaryty, spongiolity, margle krzemionkowe i jaspisy (warstwy jaspisowe) ($_{ra}K_c$) stwierdzono lokalnie na terenie występowania utworów jednostki śląskiej. Jest to pakiet cienkoławicowych skał kilkudziesięciometrowej (30 m) miąższości. W jego dolnej części występuje niewielkiej miąższości warstwa montmorylonitów i łupków manganonośnych z kulistymi konkrecjami utworzonymi z minerałów zawierających mangan. Powyżej łupków występują radiolaryty zielone i szare oraz spongiolity, margle krzemionkowe i jaspisy. Omawiane osady leżą na rogowcach mikuszowickich (Burtan, Turnau-Morawska, 1978). Stwierdzono je w okolicach Podolan i Kalwarii Zebrzydowskiej, na obrzeżach Kotliny Żywieckiej oraz w paśmie Barnasiówki, gdzie opracowano stratotyp dla formacji łupków radiolariowych (łupki radiolariowe z Barnasiówki) (Bąk i in., 2001).

Piaskowce i zlepieńce ($_{pc}K_c$) zostały stwierdzone wierceniami w podłożu Karpat oraz na terenie zapadliska w otworze Borzęta IG-1 (otw. 93). Nad osadami jurajskimi, na głębokości 2192,0–2200,4 m stwierdzono w próbkach skał okruchowych występowanie plastycznych iłów brązowych, przypuszczalnie związanych już z iłami zielonymi i piaskami wypełniającymi przestrzenie krasowe w wapieniach jurajskich. Powyżej nawiercono czterometrowy pakiet piaskowców jasnoszarych kwarcowych, a także czekoladowo-czerwonych, silnie porowatych, drobnoziarnistych, bezwapnistych, w dolnej części zlepieńcowatych. W uzyskanym rdzeniu (60 cm) górna część piaskowców jest drobnoziarnista i dosyć zwięzła. Część środkowa, silnie porowata, ma ziarna nieco grubsze i przechodzi ku dołowi w drobnookruchowe zlepieńce. Na podstawie cech litologicznych i położenia w profilu piaskowce te odpowiadają szeroko rozprzestrzenionym w tym rejonie piaskowcom turońskim lub cenomańskim (Marciniec, Zimnal, 2006). Znacznie więcej tego rodzaju utworów pojawia się na wschód od obszaru arkusza Bielsko-Biała. Ich miąższość wynosi około 30 m.

Cenoman–turon – $K_{c–t}$

Margle i wapienie ($_{mew}K_{c–t}$). Wapienie kredowe reprezentujące turon występują na omawianym obszarze na terenie zapadliska w odsłonięciach. Zachowane są one szczątkowo na północ od Skawiny w okolicy Jeziorzan. W szczytowej części wzgórza, na wapieniach jury, występują szarobrunatne wapienie piaszczyste z otoczakami kwarcu i lidytów o miąższości do jednego metra. Stratygraficznie należą one do wyższej części turonu (Alexandrowicz, 1954, 1956, 1960).

Margle stwierdzono lokalnie w Skawinie-Samborku, gdzie leżą bezpośrednio na wapieniach jurajskich. Litologicznie są to zielone margle glaukonitowe ze zlepieńcami w spągu. Ich miąższość wynosi poniżej 1 m. Osady te zostały szczegółowo opisane przez Alexandrowicza (1960). Całkowita miąższość omawianych utworów jest szacowana na około 50 m.

Łupki czerwone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych i margli (łupki pstre godulskie, łupki pstre z Cebuli i łupki pstre z Malinowej) ($_{l}K_{c–t}$). Na terenie Karpat w utworach kredy górnej występuje wyraźny poziom z łupkami czerwonymi zarówno na obszarze występowania jednostki magurskiej (sądeckiej i krynickiej), jak i śląskiej, zawierający łupki pstre. Na terenie płaszczowiny magurskiej łupki pstre z Cebuli stanowią najniższą część warstw inoceramowych. Zostały one opisane przez Sikorę i Żytkę (1960) w dolinie potoku w Cebuli, gdzie ich miąższość wynosi 50 m. Jest to kompleks czerwonych, bardzo twardych, ilastych, rzadziej wapnistych łupków, łupiących się płytowo i sierpowato z rzadkimi wkładkami tego samego typu łupków zielonych. Na powierzchniach złupkowania występują często naloty tlenków żelaza i ciemnobrunatnych związków manganu. Wśród łupków występują wkładki skorupowych, niebieskawych, twardych piaskowców o grubości 10–30 cm. W tak rozwiniętym kompleksie łupków pstrych stwierdzono kilka wtrąceń (10–25 cm) żółtych, zielonych i różowych miękkich łupków marglistych.

W górnej części ogniwa stwierdzono obecność pstrych margli fukoidowych. Margle są twarde, popielatozielonawe, czerwone, zielone i plamiste o muszlowym przełamie, a także popielatozielonawe o przełamie pierzastym. W górnej partii ogniwa występują popielate lub niebieskie, średnioziarniste piaskowce o grubości ławic 0,2–1,5 m, wapniste, zawierające dużą domieszkę glaukonitu i miki, w całym ogniwie można natomiast spotkać rzadko występujące piaskowce niebieskawe, skorupowe.

Mikrofauna: *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* (Grzybowski) var. *gigantea* Geroch, *Reophax lenticularis* Grzybowski, *Hormosina velascoensis* (Cuahman) i globotrunkany z grupy lapparent (Sikora, Żytko, 1960) wskazują na górnokredowy wiek (turon) osadów.

W południowej części terenu występowania osadów serii magurskiej wyróżnia się w spągu warstw inoceramowych łupki pstre z Malinowej. Są one odpowiednikiem litologicznym i wiekowym pstrych łupków z Cebuli. Są to łupki przeważnie czerwone, grubo łupiące się, miejscami prawie całkiem pozbawione wkładek piaskowców. Piaskowce występujące w tym ogniwie są cienkoławicowe, średnioziarniste, najczęściej glaukonitowo-biotytowe. W próbkach oznaczono zespół aglutynujących otwornic: *Nothia excelsa* Grzybowski, *Ammodiscus siliceus* (Terquem), *Psammosphaera* sp., *Recurvoides* sp., *Gerochammina lenis* (Grzybowski) i *Uvigerinammina jankoi* Majzon, wskazujący na turon.

Na terenie występowania utworów jednostki śląskiej, między Kętami a Myślenicami, stwierdzono łupki pstre (godulskie). Bywają też one określane jako odpowiedniki piaszczystej facji warstw godulskich, np. w rejonie Skawiny–Mogilan. W profilu serii śląskiej występują przeważnie w nadkładzie z radiolarytami lub warstwami lgockimi, a przykryte są piaskowcami godulskimi. Miejscami zastępują je i leżą wprost pod warstwami istebniańskimi dolnymi. Są to łupki ilaste, pelityczne, głównie czerwone i zielone, miejscami ciemnoszare, lokalnie ceglaste lub wiśniowe. Sporadycznie stwierdzono w nich wkładki czerwonych i zielonkawych margli. Ich wychodnie znajdują się w Beskidzie Małym. Miąższość ogniwa łupków pstrych na obszarze arkusza jest zmienna i wynosi od 20 do 100 m, lokalnie podawane są miąższości do 250 m (Golonka, 1981). W osadach tych stwierdzono mikrofaunę, m.in. *Uvigerinammina jankoi* Majzon i *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* Brotzen, na podstawie której ich wiek określa się na cenoman–turon.

Turon–mastrycht – K_{t-m}

Piaskowce, zlepieńce i łupki (warstwy godulskie dolne) ($_{pczc}K_{t-m}$) występują na terenie płaszczowiny śląskiej i stanowią główny element północnego obrzeżenia Beskidu Małego i Beskidu Śląskiego oraz okolic Myślenic. Jest to kompleks piaskowców gruboławicowych i gruboziarnistych, miejscami w dolnej części profilu zlepieńcowatych i zlepieńców. Oprócz kwarcu i skaleni utwory te zawierają wyraźne okruchy skał osadowych, przeważnie wapieni, a także klasty margli i łupków ilastych. Cieńsze ławice piaskowcowe wzbogacone są na ogół w glaukonit i przyjmują szarozielonkawą barwę. Pakiety piaskowcowe

rozdzielają cienkie (do 18 cm) wkładki szarych łupków ilastych. Miąższość utworów tego ogniwa jest bardzo zróżnicowana, maksymalnie wynosi około 400 m.

Wyższą część profilu warstw godulskich dolnych stanowi ogniwo łupkowo-piaskowcowe, w którym dominującym pakietom szarozielonkawych łupków ilastych towarzyszą piaskowce o wyraźnie mniejszej miąższości. Te ostatnie są na ogół drobnoziarniste, krzemionkowe, niebieskawozielone lub szarobrunatne. W kompleksie tym spotyka się również soczewkowe pakiety złożone głównie z piaskowców średnioławicowych o grubszych ziarnach. Próbki pobrane z łupków zawierały bardzo ubogi zespół otwornicowy koniaku–mastrychtu (senonu) zawierający m.in.: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Kalamopsis grzybowskii* (Dylążanka), *Dorothia oxycona* (Reuss) i *Globotruncanita* cf. *stuartiformis* (Dalbiez). Miąższość serii łupkowej wynosi około 200 m, a łącznie miąższość warstw godulskich dolnych – około 600 m.

Piaskowce i łupki (warstwy godulskie środkowe) ($_{pcl}K_{t–m}$) występują na obszarze płaszczowiny śląskiej i przeważnie budują partie grzbietowe Beskidu Śląskiego i Małego. Są to piaskowce gruboławicowe, na ogół kwarcowe glaukonitowe i mikowe, o spoiwie ilastym lub wapnistym, zawierają także skalenie i detrytus roślinny. Są one przeważnie drobnoziarniste, rozdzielone niewielkimi pakietami (5–20 cm) zielonkawych łupków ilastych z widoczną, na powierzchniach oddzielności, miką i detrytusem roślinnym. Stwierdzono w nich również wkładki piaskowców cienkoławicowych glaukonitowych, o powierzchniach pokrytych dużą ilością blaszek muskowitu. Od warstw godulskich dolnych odróżniają się brakiem okruchów skał osadowych i klastów łupkowych. Miąższość utworów warstw godulskich środkowych na obszarze arkusza Bielsko-Biała wynosi od 250 m w rejonie Lanckorony do 600 m w Beskidzie Śląskim.

Piaskowce, łupki i zlepieńce (warstwy godulskie górne i zlepieńce malinowskie) ($_{pclzc}K_{t–m}$) występują w obrębie płaszczowiny śląskiej między Bielskiem-Białą a Wadowicami. Dalej ku wschodowi utwory te zanikają. Reprezentowane są głównie przez piaskowce cienko-, rzadziej średnioławicowe, szarozielonkawe, niekiedy wapniste, zazwyczaj drobnoziarniste, złożone głównie z kwarcu i niewielkiej ilości skaleni. Spotyka się tu również poziomy, znacznie wzbogacone w glaukonit, mające wyraźniejsze zielone zabarwienie. Łupki rozdzielające piaskowce są najczęściej ilaste, szare, ciemnoszare bądź zielonkawe i występują w pakietach o miąższości 30–40 cm. Zarówno piaskowce, jak i łupki często zawierają muskowit, w tych ostatnich doskonale widoczny na powierzchniach oddzielności. Z utworów tego ogniwa zbudowane są grzbiety Beskidu Śląskiego. Rozprzestrzenione są one także wzdłuż południowych stoków Beskidu Małego, w północno-zachodniej części terenu badań. Miąższość omawianych warstw wynosi na badanym terenie około 400–600 m.

W Beskidzie Śląskim wśród łupków i piaskowców górnych warstw godulskich rozwinięty jest 50-metrowej miąższości kompleks zlepieńców. Są to tzw. zlepieńce malinowskie. W ich skład wchodzą jasnostalowe, gruboławicowe (do 7 m miąższości) zlepieńce i piaskowce o wyraźnym frakcjonalnym uziarnieniu i spoiwie

ilastym. Rozdzielone są one cienkimi (5–8 cm), nieciągłymi, ilastymi i silnie zapiaszczonymi łupkami, na których powierzchniach widoczne jest znaczne nagromadzenie detrytusu roślinnego. W skład zlepieńców wchodzi przede wszystkim kwarc mleczny i różowy, skalenie oraz fragmenty skał metamorficznych, głównie gnejsów. Zawierają one także niewielkie ilości drobnego muskowitu i glaukonitu. Materiał ten jest dość dobrze obtoczony o średnicach otoczaków dochodzących do 2 cm. W rejonie masywu Murońki ze zlepieńca malinowskiego zbudowane są pojedyncze skałki. Nagromadzenie ich występuje w obrębie rezerwatu Kuźnie.

Piaskowce i łupki (warstwy godulskie) ($_{pc}K_{t-m}$) (seria śląska). Nie wszędzie na terenie arkusza Bielsko-Biała rozwinięty jest pełny profil warstw godulskich. Wydzielenie to obejmuje zarówno warstwy godulskie dolne, jak i górne, ale też inne ogniwa wchodzące w ich skład. Litologicznie jest to kompleks złożony z piaskowców gruboławicowych i gruboziarnistych, miejscami zlepieńcowatych. Cieńsze ławice piaskowcowe często są wzbogacone w glaukonit, od którego przyjmują szarozielonkawą barwę. Pakiety piaskowcowe są rozdzielone cienkimi wkładkami szarostalowych łupków ilastych o miąższości do 20 cm.

Wyższą część profilu warstw godulskich stanowi ogniwo łupkowo-piaskowcowe, w którym wyraźnie dominują pakiety szarozielonkawych łupków ilastych. Piaskowce są na ogół drobnoziarniste, krzemionkowe, niebieskawozielonkawe bądź szarobrunatnawe. W kompleksie tym spotyka się również soczewkowe pakiety złożone głównie z piaskowców średnioławicowych. Miąższość tego ogniwa jest zróżnicowana i wynosi od 500–800 m w części wschodniej do około 1800 m w części zachodniej omawianego terenu.

Piaskowce mikowe i łupki (warstwy ze Szczawiny) ($_{pc\acute{l}}K_{t-m}$) stwierdzono w obrębie płaszczowiny magurskiej (w strefach raczańskiej i Siar) m.in. w Złatnej, na północ od Wilczego Gronia, na południowych stokach Magurki oraz na stokach Boraczej, Lipowskiej i Romanki (Sikora, Żytko, 1960). Dominującym typem litologicznym są tu gruboławicowe, zielonawopopielate, niezbyt twarde piaskowce drobno- lub średnioziarniste, tworzące ławice grubości 1–3 m, wyjątkowo do 8 m, zawierające dużą ilość blaszek miki, głównie muskowitu, rzadziej biotytu o czerwonym zabarwieniu i skaleni. Muskowit nadaje powierzchniom przełamu w piaskowcach charakterystyczny jedwabisty połysk. Występują oprócz tego piaskowce drobno- i średnioziarniste płytowe, zawierające bardzo dużo biotytu oraz piaskowce cienkoławicowe, silnie muskowitowe, niebieskawe, skorupowe. Opisane odmiany piaskowców przeławicone są łupkami zielonawymi. Łupki są ilaste i rozpadają się liściasto. Częste są wystąpienia łupków bentonitycznych ciemnoseledynowych z ciemnymi smugami. Łupki te rozlasowują się bardzo łatwo. Wśród nich widoczne są wkładki syderytów i rzadko soczewki piaskowców skorupowych. W piaskowcach występują ślady spływów typu skamieniałego błota z licznymi blaszkami biotytu, przemieszane z okruchami czarnych łupków i pojedynczymi ziarnami kwarcu. Podkreślić należy, że cały kompleks wykazuje dość chaotyczne ułożenie poszczególnych warstw zarówno piaskowców, jak i łupków. Ławice piaskowców przedzielane są łupkami zielonymi, popielatymi, czarnymi i granatowymi, zwykle bezwapnistymi. Miąższość omawianego kompleksu wynosi od 100 m do 350 m.

W otworze Bystra IG-1 (otw. 117) mają one około 300 m miąższości. W rejonie ich stratotypowego występowania stwierdzono następujące gatunki mikrofauny: *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Matanzia varians* (Glaessner), *Marssonella arassa* (Marsson), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Rzehakina epigona* (Rzehak) i *Plectina lenis* (Grzybowski), wskazujące na górnokredowy wiek (mastrycht) omawianych osadów (Sikora, Żytko, 1960). Zespół ten mógł tworzyć się także w paleocenie. Omawiane utwory odpowiadają zapewne piaskowcom glaukonitowo-biotytowym wyróżnianym przez Książkiewicza (1974b) na terenie arkusza Sucha Beskidzka. Nazwa warstwy ze Szczawiny zastosowana została dla utworów występujących na obszarze arkusza Jeleśnia (Golonka, Wójcik, 1978) za Burtan (1973).

Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki (warstwy istebniańskie dolne) ($_{pczc}K_{t-m}$) występują na obszarze płaszczowiny śląskiej, między Bielskiem-Białą a Myślenicami oraz w rejonie Żywca, i podśląskiej (zwłaszcza w jej wschodniej części), na wschód od Skawiny. W obrębie płaszczowiny śląskiej spoczywają na warstwach godulskich, a przykryte są warstwami istebniańskimi górnymi. Na terenie płaszczowiny podśląskiej, w zależności od strefy, przykryte są marglami węglowieckimi lub frydeckimi, a leżą na warstwach lgockich lub warstwach gezowych. Składają się głównie z gruboławicowych piaskowców gruboziarnistych i zlepieńców. Miąższość poszczególnych ławic jest zróżnicowana – maksymalnie wynosi 4,5 m. W ich skład wchodzi dość dobrze wysortowany materiał złożony głównie z kwarcu (około 64%), często zwietrzałych skaleni – ortoklazu (około 8%) oraz muskowitu występującego w mniejszych ilościach. W zlepieńcach szczególnie dobrze widoczne są głaziki i żwiry zawierające materiał egzotyczny złożony z nieobtoczonych gnejsów, łupków chlorytowych, granulitów, granitów typu aplitowego, granitów różowych, łupków muskowitowych, lidytów, skał magmowych i metamorficznych (gnejsów, łupków biotytowych, chlorytowych i serycytowych) oraz osadowych (wapieni). W materiale okruchowym łupki krystaliczne przeważają nad okruchami granitoidów. Spoiwo piaskowców jest ilasto-żelaziste, rzadko ilasto-węglanowe, natomiast w zlepieńcach jest ono piaszczysto-żelaziste. Piaskowce i zlepieńce są słabo zwięzłe, szybko wietrzeją, rozsypując się na piasek lub gruz i przyjmują wówczas rdzawą barwę. Poszczególne ławice rozdzielone są zazwyczaj cienkimi pakietami ciemnych, prawie czarnych łupków ilastych z detrytusem roślinnym oraz zlepieńcami, które wśród piaskowców tworzą soczewki o niewielkiej na ogół rozciągłości. Zlepieńce są mało zwięzłe i łatwo się rozsypują.

Łupki w warstwach istebniańskich dolnych odgrywają podrzędną rolę. Są one ilaste, dość grubo łupiące się, jasnoszare, ciemnoszare lub prawie czarne. Tworzą wśród piaskowców i zlepieńców wkładki o grubości od kilku centymetrów do powyżej 1 m. Grubsze pakiety łupków zawierają wkładki cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców. Miejscami zdarzają się również cienkie wkładki łupków pstrych. Miąższość warstw istebniańskich dolnych wynosi od około 400 m w obrębie serii podśląskiej do około 500 m w obrębie serii śląskiej.

Analiza mikrofaunistyczna próbek pobranych z warstw istebniańskich dolnych wykazała obecność zespołu, w którego skład wchodzą: *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Hormosina gigantea* Geroch, *Cystaminella pseudopauciloculata* (Mjatluk), *Gerochammina conversa* (Grzybowski), *Recurvoides walteri* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylążanka), *Rhabdammina cylindrica* Glaessner i *Rhabdammina robusta* (Grzybowski), reprezentujące kredę górną (koniak–mastrycht).

KREDA–PALEOGEN – K–Pg

Kreda górna–paleocen – K_2–Pc

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki (warstwy inoceramowe) ($_{pcł}K_2$–Pc). Spór o nazewnictwo omawianych utworów toczy się od przeszło 100 lat. Próbowano ustalić stratotyp dla tych warstw w miejscowości Ropianka, gdzie takie warstwy nie występują (Ślączka, Miziołek, 1995). Dlatego uzasadnione jest przyjęcie nazwy tradycyjnej – warstwy inoceramowe. Na terenie arkusza utwory te znajdują się w obrębie jednostki magurskiej. Wydzielenie obejmuje zarówno właściwe warstwy inoceramowe, jak też i inne ogniwa wchodzące w ich skład.

Warstwy inoceramowe wraz z kredowymi łupkami pstrymi (z Cebuli) są najstarszymi utworami w obrębie płaszczowiny magurskiej. W południowej części terenu podścielone są one piaskowcami ze Szczawiny. W pozostałych rejonach spąg ich nie jest znany. Przykryte są bądź utworami eocenu (łupki pstre i beloweskie – w obrębie serii przedmagurskiej), bądź też przechodzą stopniowo w piaskowce z Mutnego (w strefie raczańskiej), piaskowce z Krzyżowej czy piaskowce biotytowe z Jaworzynki (w obrębie serii magurskiej) lub w łupki pstre z Łabowej (w obrębie strefy sądeckiej) (Golonka, Wójcik, 1976; Wójcik, 2018).

Przeważającym typem litologicznym w omawianym zespole piaskowcowo-łupkowym są głównie cienko- i średnioławicowe, drobnoziarniste piaskowce, przeważnie przekątnie i równolegle warstwowane, mikowe, wapniste, niebieskopopielate lub szarozielone, twarde, łupiące się skorupowo na drobne płyty. Miąższość ławic piaskowców waha się od kilku centymetrów do 1,0–1,5 m. Podrzędnie występują też piaskowce średnio- i gruboziarniste, kwarcowo-skaleniowe o grubości ławic do 1 m i więcej. Są one twarde o przełamie tnącym i spoiwie węglanowym. Po zwietrzeniu stają się ciemnoszare. W spągowej części tego ogniwa przeważają piaskowce cienkoławicowe, twarde, drobnoziarniste, skorupowe, z dużą ilością muskowitu na powierzchniach uławicenia. Ławice piaskowców rozdzielone są cienkimi wkładkami ilastych, słabo wapnistych, stalowoszarych, popielatych i zielonoszarych łupków. Ku stropowi ogniwa udział łupków się zwiększa. W profilu tych warstw pojawiają się też kilkucentymetrowe wkładki żółtawo wietrzejących margli fukoidowych, częste są również cienkie wkładki łupków pstrych, czerwonych i zielonych. Taka odmiana warstw inoceramowych lokalnie nazywana jest warstwami z Kaniny. Miejscami w obrębie warstw inoceramowych

występują piaskowce gruboławicowe, zlepieńcowate. W górnej części profilu piaskowce stają się cienkoławicowe i drobnoziarniste, a łupki – szare. Miąższość opisywanego ogniwa wynosi od około 100–150 m do około 400 m. Z badań mikrofaunistycznych wynika, że piaskowcowo-łupkowa część warstw inoceramowych reprezentuje mastrycht i sięga paleocenu.

Mikrofauna w niższej części warstw inoceramowych jest aglutynująca z elementami wapiennymi. Znajdują się tu następujące gatunki charakterystyczne dla mastrychtu: *Nodellum velascoense* (Cushman), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Hormosina excelsa* (Dylążanka), *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Globotruncana* ex gr. *stuarti* (de Lapparent). Poniżej eoceńskich łupków pstrych występuje zespół zawierający gatunki charakterystyczne dla paleocenu: *Glomospira grzybowski* Jurkiewicz, *Trochammina globigeriformis* (Jones et Parker) i *Matanzia varians* (Glaessner).

Lokalnie w obrębie warstw inoceramowych na terenie płaszczowiny magurskiej wyróżnia się warstwy biotytowe lub warstwy inoceramowe z Jaworzynki.

Margle czerwone i zielone oraz margle szare z egzotykami (margle pstre węglowieckie i margle frydeckie) ($_{me}K_2$–Pc) są związane z płaszczowiną podśląską i zajmują stosunkowo małe powierzchnie. Na szczegółowych mapach margle węglowieckie i margle frydeckie wydziela się jako oddzielne wychodnie. Wychodni pstrych margli węglowieckich jest znacznie więcej. Odsłaniają się w rejonie Żywca, na północ od Bielska-Białej, w rejonie Andrychowa, Wadowic, Kalwarii Zebrzydowskiej, Mogilan i Skawiny. Margle frydeckie reprezentowane są głównie przez twarde szare i ciemne margle oraz ilaste łupki pstre (szarozielonkawe i czerwone) przeławicone cienkimi mułowcami. W skład margli węglowieckich wchodzą margle pstre czerwone i zielone, łupki ilaste czerwone, zielone i pstre oraz szare margle i cienkoławicowe piaskowce. W ramach tego ogniwa w okolicach Bielska-Białej wydzielane były warstwy z Pisarzowic składające się z cienkoławicowych piaskowców i zielonych łupków.

Próbki mikrofaunistyczne wykazały, że omawiane osady zawierają zespół otwornic między innymi z: *Dorothia oxycona* (Ress), *Globigerinelloides aspera* (Ehrenberg), *Hterohelix* cf. *globulosa* (Ehrenberg) i *Heterohelix* sp. Miąższość tych warstw trudna jest do ustalenia ze względu na ich silne zaangażowanie tektoniczne, lecz w porównaniu z obszarami przyległymi wydaje się wynosić około 150–200 m. Należy podkreślić, że na terenach położonych bardziej na wschód sedymentacja margli węglowieckich mogła trwać do eocenu.

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe przeławicone piaskowcami bryozoowo-litotamniowymi oraz łupki i zlepieńce (piaskowce z Gorzenia, piaskowce z Rybia i piaskowce z Szydłowca) ($_{pc}K_2$–Pc). Na obszarze arkusza Bielsko-Biała opisywane utwory występują na terenie płaszczowin, głównie podśląskiej i nie wykluczone, że także śląskiej, w izolowanych odsłonięciach w południowej i zachodniej części Kotliny Żywieckiej, na południe od Wadowic

i w okolicach Gorzenia Dolnego. Jest to seria piaskowców cienko- i średnioławicowych (grubość ławic 35–40 cm) o spoiwie wapiennym, zbitych, niebieskawoszarych, bardzo twardych. Przeławicone są one cienkimi wtrąceniami piaskowców zlepieńcowatych, zawierających skamieniałości bryozoów i litotamniów (mszywioły, glony, otwornice). Piaskowce są wapniste. Ponadto makroskopowo widoczne są okruchy łupków metamorficznych oraz większe klasty zielonych i ciemnoszarych łupków marglistych, a także blaszki muskowitu, niewielkie okruchy węgla i liczny detrytus organiczny. Podrzędnie występują łupki szare, szarozielonkawe, dość twarde i margliste. Piaskowce rozdzielone są szaroniebieskimi, silnie wapnistymi łupkami o niewielkiej miąższości (15–20 cm). Wśród omawianych utworów sporadycznie spotyka się gruboławicowe drobnookruchowe zlepieńce. Miąższość omawianych osadów wynosi od około 60 do 250 m.

W opisywanym ogniwie stwierdzono zespół mikrofauny pozwalający określić jego wiek na przedział mastrycht–paleocen*: Kalamopsis grzybowskii* (Dylążanka), *Hormosina excelsa* (Dylążanka) – często, *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Rzehakina inclusa* (Grzybowski) – pojedyncza i *Gerochammina conversa* (Grzybowski). Utwory te zostały opisane przez Gerocha i Gradzińskiego (1955) oraz Balcer i Koszarskiego (1990).

Na południe od Wadowic, w Gorzeniu Dolnym zostały wyróżnione przez Książkiewicza (195la, b) piaskowce z Gorzenia. Są to cienkoławicowe drobnoziarniste piaskowce glaukonitowe i łupki ilaste szarozielonawe. Utwory te występują w odizolowanych odsłonięciach i jest to prawdopodobnie seria skalna reprezentująca fragmenty stożka podmorskiego. Miąższość ich w tych odsłonięciach wynosi około 150 m.

Łupki, margle i piaskowce (utwory serii przedmagurskiej nierozdzielone) ($_{lme}K_2$–Pc). Wydzielenie to obejmuje utwory płaszczowiny przedmagurskiej ciągnące się wąskim pasem wzdłuż brzegu płaszczowiny magurskiej między Kamesznicą a Gilowicami oraz w oknach tektonicznych w rejonie Rychwałdu. W celu przedstawienia utworów omawianej jednostki na mapie geologicznej zastosowano wydzielenie łączne obejmujące wszystkie opisane ogniwa występujące na terenie tej jednostki, gdyż trudno jest wydzielić poszczególne warstwy, zwłaszcza starsze od warstw krośnieńskich, w skali 1:200 000. Zastosowano je w przypadku słabego odsłonięcia i rozpoznania jednostki przedmagurskiej, jak również na terenach, gdzie wydzielenia należące do tej jednostki są tektonicznie zaburzone lub tektonicznie zredukowane i zajmują niewielkie obszary. Najstarszym ogniwem są tu warstwy inoceramowe (biotytowe) przykryte pstrymi łupkami i marglami, wyżej zalegają warstwy menilitowe, margle z Barutki i warstwy krośnieńskie. W części południowej łupki pstre przykryte są warstwami podmagurskimi. W obrębie pstrych łupków występują soczewki piaskowców zlepieńcowatych grójeckich i ciężkowickich, a także wapienie łużańskie.

Margle, łupki i piaskowce (utwory serii podśląskiej nierozdzielone) ($_{meł}K_2$–Pc). Wydzielenie to obejmuje wszystkie ogniwa występujące na terenie płaszczowiny podśląskiej od kredy dolnej po paleocen, ale lokalnie także po oligocen, jeśli w danej strefie zachowały się warstwy krośnieńskie. Wyróżniane

są w rejonie Żywca, na północ od Bielska-Białej i Andrychowa. Przyczyna zastosowania wydzielenia łącznego dla utworów serii podśląskiej jest taka sama, jak w przypadku osadów serii przedmagurskiej.

Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki (piaskowce z Mutnego i piaskowce z Łyski) ($_{pczc}K_2$–Pc). Na terenie arkusza Bielsko-Biała wystąpienie tego kompleksu osadów jest związane z górną częścią warstw inoceramowych w obrębie płaszczowiny magurskiej (Sikora, Żytko, 1960; Chodyń, 2002). Piaskowce z Mutnego stanowią kompleks gruboławicowych piaskowców z cienkimi wkładkami łupków, których stratotyp został opisany na podstawie utworów ze wsi Mutne na północ od Jeleśni. Ławice piaskowców posiadają bardzo zmienną miąższość: od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Podrzędnie występują również zlepieńce. Piaskowce mają barwy od jasnopopielatej do popielatej. Głównym ich składnikiem jest kwarc różowy i niebieski, podrzędnie występują skalenie, przeważnie w formie zwietrzałej, ponadto glaukonit oraz muskowit. W piaskowcach gruboziarnistych i w zlepieńcach występuje domieszka okruchów skał metamorficznych: łupków serycytowych, łupków fyllitowych o żywych barwach zielonych, popielatych lub czarnych. Bardzo częsta jest obecność fragmentów miękkich zielonych łupków ilastych. Spoiwo piaskowców jest węglanowe, lekko ilaste z domieszką krzemionki. Po zwietrzeniu piaskowce omawianego ogniwa są jasnordzawe z białymi i żółtymi plamami skaleni. Zlepieńce i gruboziarniste piaskowce łatwo tracą węglan wapnia ze spoiwa, stając się kruche i rozsypliwe. Na powierzchniach ławic tworzą się wówczas kuliste formy powstałe z konkrecyjnych skupień węglanu wapnia. Ławice piaskowców i zlepieńców porozdzielane są cienkimi wkładkami popielatych, zielonych i czarnych łupków ilastych lekko zapiaszczonych. Stosunkowo rzadko w piaskowcach z Mutnego spotyka się wkładki mułowców przepełnione zwęglonym detrytusem roślinnym. Piaskowce te stwierdzono również w profilu otworu Bystra IG-1 (otw. 115) na głębokości 1030,0–1262,0 m (Żytko, 1978; Ryłko, Żytko, 1980).

Z badań mikrofaunistycznych wynika, że kompleks ten reprezentuje paleocen. Na omawianym terenie miąższość piaskowców z Mutnego wynosi około 250 m (Chodyń, 2002; Cieszkowski i in., 2007).

PALEOGEN – Pg

Paleocen – Pc

Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki (warstwy istebniańskie górne) ($_{pczc}$Pc). Omawiane warstwy składają się z łupków istebniańskich dolnych, piaskowców gruboławicowych i zlepieńców oraz łupków istebniańskich górnych. Utwory te występują na stokach Beskidu Śląskiego oraz Beskidu Małego i ciągną się do rejonu Myślenic, w północnej części obszaru arkusza, na terenie płaszczowin śląskiej (głównie) i podśląskiej. Spoczywają na warstwach istebniańskich dolnych, a przykryte są pstrymi łupkami. Dolna ich część zbudowana jest z kompleksu zapiaszczonych łupków ilastych. Są to łupki szare,

ciemnoszare do prawie czarnych, przekładane zazwyczaj piaskowcami cienkoławicowymi, rozsypliwymi, lokalnie glaukonitowymi. Występują tu również pojedyncze ławice piaskowców gruboławicowych średnioziarnistych ze zwietrzałymi skaleniami oraz zlepieńców z dużą ilością różnorodnego materiału egzotycznego, a także cienkie wkładki łupków pstrych oraz soczewki syderytów. Miąższość tego poziomu wynosi około 70 m. W części środkowej na opisanych wcześniej łupkach dolnych występują piaskowce i zlepieńce przekładane łupkami ilastymi zapiaszczonymi, ciemnoszarymi i czarnymi. Miąższość całego omawianego kompleksu wynosi około 500 m. Powyżej piaskowców leżą łupki istebniańskie górne z wkładkami piaskowców cienkoławicowych.

Łupki z wkładkami piaskowców cienkoławicowych i łupków czerwonych (warstwy istebniańskie górne) ($_{i}$Pc). Na terenie Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego (w obrębie płaszczowiny śląskiej) zostały wydzielone, lokalnie, górne łupki warstw istebniańskich górnych. Są one ilaste i dość grubo łupiące się. Na powierzchniach łupków często występuje pył muskowitowy i detrytus roślinny. Zawierają one wkładki syderytów i piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych, z glaukonitem i muskowitem. Piaskowce te przypominają piaskowce występujące w warstwach hieroglifowych. Miąższość omawianych osadów wynosi około 70 m.

Piaskowce i łupki oraz piaskowce zlepieńcowate (warstwy szczawnickie) ($_{pcl}$Pc) występują w południowej części płaszczowiny magurskiej (w strefie krynickiej). Jest to seria, składająca się z cienko- i średnioławicowych piaskowców wapnistych, przeławicanych łupkami. Piaskowce są zwykle drobnoziarniste, twarde, stalowo- lub niebieskoszare, silnie muskowitowe i zawierają detrytus roślinny. Zwykle są laminowane równolegle, przekątnie lub konwolutnie. Miąższość ławic dochodzi zazwyczaj do 30 cm. W grubszych ławicach (o miąższości niekiedy dochodzącej do 70 cm) pojawia się uziarnienie frakcjonalne. Piaskowce przeławicane są szarymi, ciemnoszarymi lub czarnymi łupkami mułowcowymi z muskowitem, zwykle marglistymi, choć zdarzają się również bezwapniste łupki czarne. Stosunkowo często występują cienkie wkładki jasnoszarych łupków mułowcowych z fukoidami, a w stropowej części – grube wkładki miękkich, masywnych mułowców popielatych oraz twardych margli popielatych typu margli łąckich.

W obrębie warstw szczawnickich lokalnie występują wkładki pstrych łupków ilastych, miejscami nieco marglistych, czerwonych, wiśniowych i zielonych. W niektórych miejscach zawierają drobne blaszki muskowitu i niewielką domieszkę kwarcu. Występują one w obrębie bardzo cienkoławicowej serii łupkowo-piaskowcowej. Do stropowej części formacji szczawnickiej należą również wkładki piaskowcowo-zlepieńcowe, określane jako ogniwo z Życzanowa (paleocen). Są to bardzo gruboławicowe (do 5 m) piaskowce różnoziarniste, zlepieńcowate, uziarnione frakcjonalnie, jasnoszare, o spoiwie wapnistym, złożone głównie z kwarcu, litoklastów skał węglanowych i rzadziej krystalicznych, skaleni oraz klastów łupkowych. Tworzą one pakiety o miąższości do 40 m, rozdzielane kompleksami łupkowo-piaskowcowymi typu warstw szczawnickich.

Miąższość ich jest zmienna, tektonicznie zredukowana i wynosi do 470 m. Pozycja warstw szczawnickich na terenie arkusza Bielsko-Biała nie do końca jest ustalona. Zawierają one zarówno zespoły paleoceńskie, jak i eoceńskie oraz lokalnie wkładki typu warstw inoceramowych.

Paleocen–eocen – Pc–E

Piaskowce glaukonitowe i łupki (piaskowce z Radziechowych) ($_{pcGk}$Pc–E) stwierdzono w izolowanych odsłonięciach w rejonie miejscowości Radziechowy na terenie płaszczowiny podśląskiej (Geroch, Gradziński, 1955). Są to charakterystyczne szarozielone, cienko- i średnioławicowe piaskowce glaukonitowe, średnio- i gruboziarniste o wyraźnym frakcjonalnym uziarnieniu, miejscami przechodzące w soczewkowate zlepieńce. Te ostatnie zawierają dobrze obtoczone ziarna kwarców, ciemnych wapieni i ciemnozielonych fyllitów, a miejscami silnie wzbogacone w glaukonit przyjmują barwę ciemnotrawiastą. Przeważnie piaskowce mają spoiwo węglanowe i nieliczne bioglify na spągach warstw, a przeławicone są większymi pakietami szarozielonych i ciemnobeżowych łupków marglistych. Próbki pobrane z łupków występujących pomiędzy piaskowcami glaukonitowymi zawierały zespoły mikrofaunistyczne reprezentujące paleocen środkowy (Nescieruk, Wójcik, 2013): *Gerochammina conversa* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Karrirulina coniformis* (Grzybowski), *Nuttallides truempyi* (Nuttall), *Globigerina incisa* Hillebrandt, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina quadrata* White i *Rhabdammina cylindrica* Glaessner oraz paleocen górny: *Ammobaculites wazaczi* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Bolivinopsis spectabilis* (Grzybowski), *Nuttallides truempyi* (Nuttall), *Globigerina linaperta* Finlay, *Eponides subcandidulus* (Grzybowski), *Acarinina mckannai* (White), *Nonion havanense* Cushman et Bermudez, *Trochammina* cf. *bulloidiformis* (Grzybowski) i *Glomospira charoides* (Jones et Parker). Prawdopodobnie utwory paleocenu przechodzą w sposób ciągły w utwory eocenu dolnego, o czym może świadczyć próbka pobrana z ich stropowej części, zawierająca następujący zespół: *Haplophragmoides horridus* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylążanka), *Rhabdammina cylindica* (Glaessner), *Nuttallides truempyi* (Nuttall), *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina turgida* Finlay, *Karrirulina coniformis* (Grzybowski), *Globigerina conversa* (Grzybowski) i *Nothia excelsa* (Grzybowski). Miąższość tego kompleksu wynosi około 80 m (Nescieruk, Wójcik, 2013).

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki (warstwy z Zarzecza) ($_{pcł}$Pc–E).W południowej części płaszczowiny magurskiej – krynickiej, na warstwach szczawnickich zalegają paleoceńsko-dolnoeoceńskie warstwy z Zarzecza. Jest to drobno- lub średnioławicowa seria piaskowcowo-łupkowa. Składa się ona z przeławicających się drobno- lub bardzo drobnoziarnistych piaskowców szarozielonkawych, wietrzejących na kolor żółtoszary oraz mułowców i łupków marglistych (podobnych do hieroglifowych i beloweskich). W dolnej części wydzielenia piaskowce są gruboławicowe, uziarnione frakcjonalnie

i laminowane, wyżej dominują cienkoławicowe piaskowce konwolutne. W łupkach i piaskowcach cienkoławicowych występują hieroglify organiczne. W obrębie warstw z Zarzecza, podobnie jak w niżejległych warstwach szczawnickich, występują pakiety osadów gruboklastycznych. Są to bardzo gruboławicowe zlepieńce, piaskowce i żwirowce ilaste, o spoiwie wapnisto-mułowcowym, zawierające klasty mlecznego kwarcu, lidytów, rogowców, wapieni i skał krystalicznych. Facjalnie są to proksymalne wypełnienia kanałów podmorskich (facja kanałowa) o czym świadczyć może ich szybka oboczna redukcja i lokalne występowanie. Miąższe gruboławicowe piaskowce występują głównie w Lipnicy Wielkiej i Piekielniku.

W strefie przejściowej pomiędzy strefą krynicką a bystrzycką na północy obszaru arkusza utwory formacji z Zarzecza zostały zubożone o gruboławicowe piaskowce ogniwa krynickiego. Miąższość tego ogniwa zmniejsza się do stu kilkudziesięciu metrów (prawdopodobnie jest to dystalna część stożka).

Miąższość omawianych utworów jest zmienna, uzależniona od występowania piaskowców i zlepieńców i wynosi do 530 m. Ich wiek na podstawie analizy nanoplanktonu i otwornic można przyjąć na przedział eocen dolny–środkowy.

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych (łupki pstre z Łabowej) ($_{i}$Pc–E). Na terenie strefy sądeckiej płaszczowiny magurskiej wyróżniane są w utworach paleocenu i eocenu kompleksy zawierające pstre łupki. Występują one przeważnie w siodłach na terenie całej płaszczowiny. Wykształcone są jako wzajemnie przeplatające się czerwone i zielone iłowce, praktycznie pozbawione wkładek piaskowcowych. Na omawianym obszarze ze względu na stosunek pstrych łupków do różnych ogniw serii magurskiej można wyróżnić trzy różne poziomy łupków (Książkiewicz, 1974a). Są one odmiennie wykształcone w strefie północnej (Siar) i południowej (raczańskiej oraz krynickiej). W niniejszym opracowaniu pstre łupki występujące w różnych poziomach przedstawiono łącznie z łupkami pstrymi z Łabowej.

W części północnej, w brzeżnej strefie płaszczowiny magurskiej (w strefie raczańskiej) paleoceńskie łupki pstre występują bezpośrednio na warstwach inoceramowych, a pod piaskowcami ciężkowickimi. W strefie krynickiej i sądeckiej mogą występować pod warstwami beloweskimi, a w strefie krynickiej – także pod warstwami z Piwnicznej. Są to głównie łupki ilaste, czerwone lub wiśniowe, zielone i niebieskie. Miejscami występują łupki szaropopielate. Najczęściej obserwuje się naprzemianległość łupków czerwonych i zielonych. Wśród łupków spotyka się pojedyncze ławice zielonych, cienkoławicowych piaskowców glaukonitowych, najczęściej o miąższości do 10 cm. Piaskowce są twarde, krzemionkowe i szkliste. Rozpadają się często na kostki i pryzmy. Odmiennym typem litologicznym są cienkoławicowe piaskowce o spoiwie węglanowym, zasobne (oprócz glaukonitu) w muskowit. Zdarzają się też wtrącenia ławic piaskowców o grubości 0,5 m, gruboziarnistych, frakcjonalnie warstwowanych, przypominających piaskowce pasierbieckie. Miąższość omawianego ogniwa (łącznie z piaskowcami ciężkowickimi) wynosi około 150 m w obrębie strefy sądeckiej, 50 m w strefie

krynickiej i 90 m w strefach raczańskiej i Siar. Pomiary nielicznych hieroglifów prądowych na powierzchniach ławic piaskowców wskazują na transport materiału piaszczystego z południowego zachodu.

Badania mikropaleontologiczne wykazały duży zasięg wiekowy łupków pstrych. Stwierdzono w nich: *Rhabdammina* div. sp., *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Ammodiscus silicejus* (Terquem), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Glomospira irregularis* (Grzybowski), *Haplophragmoides kirki* Wickenden, *Recurvoides deflexiformia* (Noth), *Trochamminoides coronatus* (Brady), *Trochamminoides lituiformis* (Brady), *Trochamminoides irrgulariss* White, *Cystammina pauciloculata* (Brady), *Trochammina głobigeriniformis* (Parker et Jones) i *Gaudryina coniformis* Grzybowski. Jest to zespół mikrofauny żyjącej w okresie kreda górna–eocen dolny. W wielu miejscach stwierdzono wśród tej fauny zespoły typowo paleoceńskie i eoceńskie. W najwyższej części profilu są to zespoły środkowoeoceńskie z *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski). Powyższe dane wskazują, że łupki pstre występujące na obszarze arkusza w południowej części strefy raczańskiej zaczęły się osadzać przypuszczalnie już w paleocenie, a sedymentacja ich trwała do eocenu środkowego.

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców gruboławicowych (łupki pstre i piaskowce ciężkowickie) ($_{łpc}$Pc–E) wyróżniono na terenie płaszczowiny śląskiej, podśląskiej i przedmagurskiej między Bielskiem-Białą a Myślenicami. Piaskowce ciężkowickie są szarozielonkawe z rozproszonymi ziarnami frakcji grubszej, głównie kwarcu mlecznego i skaleni. W stropowej części ławic widoczna jest laminacja pozioma podkreślona większym nagromadzeniem miki i detrytusu roślinnego. Łupki są szare, ilaste, miejscami zapiaszczone oraz pstre. Miąższość piaskowców ciężkowickich jest trudna do określenia, ponieważ na omawianym obszarze tworzą one jedynie soczewkowate poziomy wśród łupków pstrych. Na terenie arkusza Bielsko-Biała jest to poziom słabo rozwinięty.

Eocen – E

Eocen dolny–środkowy – E_{1-2}

Piaskowce gruboławicowe i łupki czerwone (piaskowce ze Skawiec, piaskowce ciężkowickie i piaskowce grójeckie) ($_{pcł}E_{1-2}$). Na terenie północnej części płaszczowiny magurskiej (stref raczańskiej i Siar) i przedmagurskiej występują zespoły skalne złożone z gruboławicowych piaskowców i pstrych łupków określane jako piaskowce ciężkowickie (Książkiewicz, 1935a, 1958, 1966, 1974a), a ostatnio – jako piaskowce ze Skawiec (Cieszkowski, Waśkowska-Oliwa, 2001). Wydzielono je tam, gdzie jest ich więcej niż łupków i mają miąższość kilkudziesięciu metrów. Są one gruboziarniste, niejednokrotnie zlepieńcowate, słabo wapniste, przewarstwione łupkami ciemnoszarymi, brunatnozielonymi lub pstrymi łupkami ilastymi. Wtrącenia łupków są przeważnie cienkie. Grubsze wkładki zawierają wtrącenia piaskowców cienkoławicowych, glaukonitowych, miejscami muskowitowych, wapnistych. Piaskowce gruboziarniste zawierają białe skalenie i niejednokrotnie drobne okruchy zielonych łupków chlorytowych.

Towarzyszą im zlepieńce składające się z kwarcu, okruchów łupków chlorytowych, zielonych i popielatych fyllitów, łupków serycytowych, a lokalnie z otoczaków skał granitowych i innych skał krystalicznych. Grubość ławic wynosi od 1,0 do 3,5 m. Zaznacza się tu wyraźne warstwowanie frakcjonalne. Barwa piaskowców w stanie świeżym jest stalowoszara, a po zwietrzeniu żółtawa. W utworach tych w rejonie Bieńkówki zostały znalezione duże otwornice. Ich wiek oznaczono na eocen dolny. Miąższość ogniwa w obrębie serii magurskiej wynosi około 100 m (Bieda, 1959, 1968).

Na terenie płaszczowiny przedmagurskiej w rejonie Żywca omawiane piaskowce określone zostały jako piaskowce grójeckie. Skład towarzyszących im miejscami zlepieńców jest bardziej urozmaicony niż zlepieńców występujących w piaskowcach ciężkowickich. Zawierają one egzotyki pochodzenia plutonicznego i metamorficznego. Skały metamorficzne należą do metamorficznej facji amfibolowej oraz granulitowej. Są to: granitoidy, sjenodioryty, tonality, granodioryty i gnejsy plagioklazowo-biotytowe. Miąższość tego poziomu w rejonie Żywca nie przekracza w obrębie serii przedmagurskiej 120 m.

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych (łupki pstre) ($_{\mathrm{f}}E_{1-2}$) wyróżniane są na terenie płaszczowiny śląskiej i podśląskiej oraz magurskiej (stref raczańskiej i Siar) i przedmagurskiej między Bielskiem-Białą a Myślenicami. Na piaskowcach ciężkowickich, a pod warstwami hieroglifowymi lub menilitowymi występują łupki pstre, które znajdują się w różnych poziomach eocenu jednostki śląskiej jako poziomy nieciągłe. Zazwyczaj stanowią one niewielkiej miąższości smugi w starszej części profilu warstw hieroglifowych. Są to przeważnie twarde łupki ilaste i margliste o dominującej barwie czerwonej, pozbawione niemal zupełnie wkładek piaskowcowych. Do łupków pstrych zaliczono też łupki szarozielone, mułowcowe, z cienkimi wtrąceniami czerwonych. Zawierają one m.in. następujące gatunki otwornic: *Ammodiscus bornemanni* (Reuss), *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski), *Karrierulina coniformis* (Grzybowski), *Karreriella cubensis* Cushman et Bermudez, *Karreriella subglabra* (Giimbel), *Gerochammina conversa* (Grzybowski), *Plectina nuttalli* Cushman et Stainforth, *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski), *Globigerina inaequispira* Subbotina, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina turgida* Finlay, *Aragonia aragonensis* (Nuttall), *Alabammina dissonata* (Cushman et Renz), *Cibicides tuxpanensis* (Cole) i *Nuttallides truempyi* (Nuttall). Miąższość łupków pstrych występujących w jednolitym pakiecie nie przekracza 30 m, a maksymalnie (np. w profilu serii śląskiej) wynosi do 200 m.

Miejscami w zachodniej części obszaru arkusza rozwinięty jest cienki (około 15 m miąższości), kompleks marglistych łupków czerwonych i zielonych zawierający między innymi następujące gatunki otwornic: *Morozovella angulata* (White), *Morozovella inconstans* (Subbotina), *Subbotina pseudobulloides* (Plummer), *Globorotalia convexa* Subbotina, *Nuttallides truempyi* (Nuttall) oraz *Rahabdammina robusta* (Grzybowski), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylążanka) i *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski). Mogą one wskazywać także na paleoceński wiek łupków. Stwierdzono również zespół wskazujący na eoceński (niższą część eocenu

środkowego) wiek tego poziomu. Zawierał on: *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski), *Recurvoides contortus* Earland, *Vulvulina eocaena* (Guembel), *Nuttallides truempyi* (Nuttall), *Cibicidoides grimsdalei* (Nuttall) i *Turborotalia frontosa* (Subbotina).

Piaskowce cienkoławicowe i łupki (warstwy beloweskie) ($_{pcł}E_{1–2}$) występują w obrębie południowej części płaszczowiny magurskiej (magurskiej – sądeckiej) w rejonie Ujsołów, Korbielowa, na Orawie i w okolicach Rabki-Zdroju. Warstwy beloweskie składają się z naprzemianległych cienkoławicowych piaskowców i łupków. Piaskowce są szare i szaroniebieskie, drobnoziarniste, wapniste i muskowitowe z licznymi hieroglifami. Łupki są margliste, zielone, szare lub ciemnoszare, miejscami także pstre. Miąższość tego poziomu wynosi około 150 m. Omawiane utwory zawierają m.in. mikrofaunę*: Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *Bathysiphon* sp., *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Kalamopsis* Grzybowski (Dylążanka), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Glomospira irregularis* (Grzybowski), *Trochamminoides coronatus* (Brady), *Plectina lenis* (Grzybowski) i *Trochamminoides coronatus* (Brady) wskazującą na powstanie osadów w eocenie dolnym.

Margle, piaskowce i łupki (warstwy łąckie) ($_{mepc}E_{1–2}$) występują głównie w strefie sądeckiej płaszczowiny magurskiej od Ujsołów do Korbielowa, gdzie w potoku Student mają wyjątkowo do 500 m miąższości (Golonka, Wójcik, 1978) oraz od Lipnicy na Orawie po Rabkę-Zdrój. Charakterystycznym elementem litologicznym tych warstw są twarde, grubo łupiące się margle, ciemnopopielate i niebieskoszare, po zwietrzeniu szarobiałe, lokalnie brunatne, twarde, zbite, o muszlowym przełamie. Stwierdzono w nich rozfrakcjonowanie. Miąższość margli wynosi od kilku centymetrów do około 5 m. Nagromadzenia ławic tworzą grubsze pakiety o miąższości do kilkudziesięciu metrów. W dolnej części ogniwa, opisane ławice rozdzielone są kilkumetrowymi pakietami łupków i piaskowców typu warstw beloweskich. Margle te przeławicają się ze średnioławicowymi piaskowcami gruboziarnistymi, glaukonitowymi o spoiwie wapiennym. Sporadycznie występują tu również cienkie wkładki łupków ilastych, szarych lub zielonkawoszarych. Miąższość kompleksu jest zmienna i nie przekracza 350 m. W próbkach z tego ogniwa stwierdzono *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski) i *Sphaerammina subgaleata* (Vasiček). Omawiane osady zaliczono do przedziału eocen dolny–środkowy.

Piaskowce, zlepieńce i łupki (piaskowce osieleckie i piaskowce pasierbieckie) ($_{pczc}E_{1–2}$). Utwory te, o przewadze piaskowców, występują lokalnie w obrębie płaszczowiny magurskiej (strefie raczańskiej i strefie Siar), w górnej części łupków pstrych i dolnej części warstw hieroglifowych. Nazwę piaskowce pasierbieckie wprowadził za Uhligiem Bieda (1946). Ze względu na podobieństwo litologiczne piaskowce pasierbieckie były łączone z piaskowcami ciężkowickimi do czasu kiedy zostało udowodnione, że piaskowce ciężkowickie są starsze (Bieda, 1946, 1959, 1968; Książkiewicz, 1958, 1966). Są to piaskowce gruboławicowe (o grubości ławic 0,5–2,0 m, wyjątkowo więcej), gruboziarniste, kwarcowe,

spoiste, jasne, miejscami szarobiałe, o spoiwie wapnistym. Składają się z ziaren jasnego kwarcu, lokalnie mlecznobiałego lub ciemniejszego z domieszką drobnych okruchów łupków chlorytowych, serycytowych, muskowitowych, fyllitów, granitów, gnejsów amfibolitowych, wapieni, a miejscami także rogowców. Piaskowce wykazują wyraźne warstwowanie frakcjonalne. Często serię rozpoczynają zlepieńce. W górnej części ławic miejscami występuje glaukonit i muskowit. W okolicy Osielca lokalną odmianą facjalną piaskowców pasierbieckich są piaskowce osieleckie wyróżnione przez Książkiewicza (1966). Na tym obszarze w składzie omawianego ogniwa duży udział mają ławice drobnoziarnistych piaskowców wapnistych, zawierające dużo glaukonitu.

Piaskowce gruboławicowe występują na przemian z szarozielonymi lub ciemnoszarymi łupkami marglistymi lub też sporadycznie ciemnoszarymi marglami. Obserwuje się dwa typy sekwencji: piaskowce zlepieńcowate, margle lub łupki ilaste albo piaskowce, łupki margliste i łupki ilaste. Wśród piaskowców gruboławicowych występują pakiety cienkoławicowych piaskowców i zielonych łupków podobnych do warstw hieroglifowych.

Łupki stanowią podrzędny składnik. Są to łupki ilaste, lokalnie wapniste, zielonoszare i miękkie. Występują w bardzo cienkich wkładkach. W omawianym ogniwie znajdują się też grubsze wtrącenia łupków pstrych oraz margli. Margle, które można określić jako margle typu łąckiego, tworzą wtrącenia o znacznej rozciągłości. Są one twarde, ciemnopopielate i niebieskie.

Piaskowce i zlepieńce warstw pasierbieckich są najbogatszym w faunę numulitową ogniwem fliszu (Bieda, 1959; Borysławski, 1985). W rejonie Osielca numulity występują tak licznie, że skała może być określona jako piaszczysty wapień numulitowy (Książkiewicz, 1966). Oznaczenia Biedy (1959) i Kulki (*w*: Borysławski, 1985) wykazały występowanie gatunków (*Nummulites globulus* Leymerie, *Nummulites murchisoni* Rutimeyer, *Nummulites distans* Deshayes, *Nummulites pratti* d'Archiac et Heim, *Nummulites burdigallensis* (de la Harpe) i *Nummulites galensis* Heim) charakterystycznych dla wyższej części eocenu dolnego i eocenu środkowego. W otworze Tokarnia IG-1 (otw. 113) kompleks piaskowców pasierbieckich przewiercono na głębokości 1101,0–1220,0 m (Jasionowicz, 1975a, b). Cienkie wkładki tych piaskowców wśród warstw hieroglifowych występują również w profilu wiercenia Trzebunia IG-1 (otw. 102) (Borysławski, 1980). Miąższość omawianych utworów wynosi około 150 m.

Piaskowce muskowitowe gruboławicowe i zlepieńce oraz łupki (piaskowce z Piwnicznej i piaskowce z Maszkowic) ($_{pcM}E_{1–2}$) wyróżniane są na terenie południowej części płaszczowiny magurskiej strefy krynickiej i występują tylko we wschodniej części obszaru arkusza Bielsko-Biała. Odsłaniają się w szerokiej strefie ciągnącej się od rejonu Studzianek Orawskich przez Podsarnie w kierunku Raby Wyżnej. Strefa ta rozszerza się tam i kieruje ku południowemu wschodowi na Obidową i dalej ku wschodowi. Miąższość piaskowców z Piwnicznej wynosi około 550 m. Piaskowce z Piwnicznej

(Ostrowicka, 1966) nazywane są także warstwami z Jaszczego (Cieszkowski, Sikora, 1976; Sikora i Żytko, 1968). We wschodniej części terenu leżą one zwykle na warstwach z Zarzecza (Oszczypko, 1979), a te z kolei na warstwach inoceramowych.

Piaskowce z Piwnicznej to kilku-, kilkunasto- lub kilkudziesięciometrowe kompleksy piaskowców gruboławicowych o litotypie piaskowców magurskich, przekładanych, szczególnie w spągowej swej części, pakietami cienko- i średnioławicowego fliszu typu warstw beloweskich. Udział średnio- i cienkoławicowych piaskowców z wkładkami łupków łącznie nie przekracza 15% miąższości tych warstw, w wyższej części profilu piaskowców z Piwnicznej miąższość pakietów typu beloweskiego nie przekracza 2 m. W gruboławicowych kompleksach częste są piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce tworzące nieraz 40-metrowej miąższości pakiety. Wyżej występują zwarte kilkudziesięciometrowe kompleksy piaskowców typu magurskiego, nad którymi rozwijają się piaskowcowo-łupkowe warstwy z Kowańca. Jest to pierwsze ogniwo właściwej formacji magurskiej z typowym piaskowcem magurskim.

Gruboławicowe piaskowce z Piwnicznej są jasnopopielate, szaroniebieskie lub ciemnopopielate. W odmianach o drobniejszym uziarnieniu po zwietrzeniu stają się żółtoszare łub szarobrunatne. Ławice mają 0,5–3,0 i więcej metrów miąższości. Są przeważnie drobno- i średnioziarniste, w spągu ławic niekiedy zlepieńcowate, źle wysortowane i niewyraźnie warstwowane frakcjonalnie. Zawierają lokalnie warstwy lub soczewki zlepieńców z otoczakami o średnicy 1–2 cm. W stropowych częściach ławic licznie występuje muskowit i detrytus roślinny. Podstawowym składnikiem jest kwarc bezbarwny, przydymiony i różowy. Ponadto występują w nich czerwone i zielonoszare kwarcyty, różowe i białe skalenie, okruchy łupków ilastych, sporadycznie glaukonit. W piaskowcach występuje spoiwo ilaste, ilasto-krzemionkowe i węglanowe. W zlepieńcach z tego ogniwa występują oprócz składników omówionych w piaskowcach, okruchy łupków metamorficznych mikowych i chlorytowych, fyllitów i czarnych lidytów, szare dolomity oraz wapienie i skały magmowe. Transport materiału klastycznego odbywał się głównie z południa (Ślączka, 1976a).

Piaskowce średnio- i cienkoławicowe występujące w niższej części piaskowców z Piwnicznej przekładane są marglistymi łupkami o intensywnych barwach: zielonej, popielatozielonej, jasnoniebieskawej, beżowej, fioletowej i czerwonej. W wyższych partiach omawianego ogniwa łupki stają się grubołupliwe, szarozielone, mulaste. Wśród łupków występują też mułowce wapniste, muskowitowe z nielicznymi skaleniami oraz domieszką glaukonitu i pirytu. Wśród ichnoskamieniałości w niższej części ogniwa stwierdzono: *Sabularia* cf. *ramosa* Księżkiewicz, *Chondrites* div. sp., *Sublorenzinia* cf. Nowak i Książkiewicz, *Splrophycus bicovnis* (Heer), *Palaeodictyon carpathicum* Matyasovszky i inne. W wyższej części na powierzchniach piaskowców gruboławicowych stwierdzono *Sabularia rudis* Książkiewicz.

Najniższa część piaskowców z Piwnicznej może należeć do paleocenu (Paul, Ryłko, 1987). Wskazują na to oznaczone w nich otwornice: *Rzehakina epigona* (Rzehak) i *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski).

Próbki pobrane z górnej części profili tych piaskowców zawierają: *Sphaerammina subgaleata* (Vasicek) i *Globigerina* cf. *triloculinoides* Plummer, duży udział ma *Glomospira gordialis* (Jones et Parker). Miąższość całej omawianej serii osadów wynosi od 300 do 550 m.

Łupki i piaskowce cienkoławicowe (warstwy z Jazowska) ($_{łpc}E_{1-2}$) zostały wydzielone lokalnie w obrębie warstw magurskich, na obszarze płaszczowiny magurskiej – strefy sądeckiej (bystrzyckiej). Wydzielenie to zawiera więcej łupków niż piaskowców. Są to łupki ilaste szarozielone, brunatne oraz pstre, przeławicone cienkoławicowymi zlewnymi piaskowcami glaukonitowymi szarymi i jasnoszarozielonymi, łupki oliwkowozielone, często wapniste, zwykle o miąższości kilku centymetrów oraz wkładki margli szarych i łupków marglistych typu łąckiego. W łupkach zielonych liczne są bioturbacje, a drobnoławicowe piaskowce sporadycznie są riplemarkowe. Wkładki łupkowe występują w formie warstw o grubości do kilku metrów pomiędzy piaskowcami (typu magurskiego) i drobnoławicowym fliszem (podobnym do warstw hieroglifowych). Miąższość tego wydzielenia wynosi od 10 do 200 m.

Łupki i piaskowce z wkładkami łupków czerwonych oraz margli (warstwy z Kowańca) ($_{łpcme}E_{1-2}$) występują dwoma pasami w południowej części strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej. Leżą na piaskowcach z Piwnicznej (Paul, Ryłko, 1986) lub warstwach szczawnickich (Golonka, 1981), a w nadkładzie ich występują piaskowce magurskie (warstwy z Wątkowej i warstwy z Popradu). Golonka (1981) przyjmował, że odpowiadają one warstwom podmagurskim. Omawiane warstwy składają się z pakietów cienkoławicowego fliszu piaskowców przekładanych kilkumetrowej miąższości kompleksami piaskowców gruboławicowych. Zarówno w tych kompleksach, jak i w rozdzielających je pakietach cienkoławicowego fliszu występują grube wkładki iłowców i margli. Piaskowce gruboławicowe w tym poziomie są podobne do piaskowców z Piwnicznej, przeważają jednak w nich piaskowce o spoiwie ilastym, szybciej wietrzejące.

Miąższość pakietów cienkoławicowego fliszu nie przekracza kilkunastu metrów. Występujące tu piaskowce drobnoziarniste są szare lub szarozielone i w większości bezwapniste, a na świeżym przełamie – zielonkawoszare. Niektóre piaskowce są krzemieniste, szkliste, glaukonitowe. Występują tu także cienkoławicowe mułowce margliste przechodzące w margle i margle krzemieniste. W Podsarniu stwierdzono mułowce poprzecinane siatką szczelin wypełnionych bezpostaciową niebieskawą krzemionką. Wśród cienkoławicowych piaskowców, mułowców i margli zdarzają się także rogowce ciemnoszare.

Lokalnie w pakietach cienkoławicowego fliszu występują grubsze ławice margli ciemnoszarych, po zwietrzeniu beżowozielonych lub żółtopopielatych, pękających na grube, równoległe tabliczki lub graniaste bryłki. Wykazują one przełam tnący, muszlowy, często mają domieszkę pelitu kwarcowego. Łupki są jasnozielone, szarozielone lub szare, zazwyczaj bezwapniste. Występuje tu także wkładka łupków pstrych czerwonych i jasnozielonych.

Ichnoskamieniałości w tych warstwach występują bardzo rzadko, stwierdzono np. *Sabularia rudis* Książkiewicz. Mikrofauna też jest bardzo uboga: *Rhabdammina discreta* Brady, *Rhabdammina linearis* Brady, *Ammodiscus latus* Grzybowski, *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Recurvoides* div. sp., *Trochamminoides* div. sp., *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski) i *Lituolidae* indet. Zespół ten wskazuje na powstanie omawianych osadów w eocenie środkowym. W obrębie tych warstw stwierdzono także zespół nanoplanktonu wapiennego: *Marthasterites tribrachiatus* (Bramllette et Riedeł), *Deflandre*, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedeł, *Deflandre barbadiensis* Tan Sin Hok i *Deflandre nobilis* Martini, *Discoasteroides kuepperi* Stradner, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Coccolithus cribellum* Bramlette et Sullivan eocenu dolnego–środkowego. Uwzględniając pozycję warstw z Kowańca w profilu serii magurskiej strefy krynickiej, przyjęto dla nich wiek – eocen środkowy. Warstwy mają miąższość około 200–400 m.

Łupki i piaskowce cienkoławicowe (łupki z Lipowej) ($_{łpc}E_{1–2}$). Ponad piaskowcami glaukonitowymi z Radziechowych (Radziechów) w Kotlinie Żywieckiej (w obrębie serii podśląskiej) występuje seria cienkoławicowych utworów fliszu, głównie łupków ilastych zielonobrunatnych i jasnoszarych, układających się w charakterystyczne naprzemianległe smugi, oraz cienkich (4–8 cm miąższości) ławic niebieskostalowoszarych piaskowców drobnoziarnistych. Są one laminowane równolegle, spoiwo mają słabo wapniste i na powierzchniach spągowych zawierają liczne bioglify oraz hieroglify prądowe. Sporadycznie występują ławice grubsze (15 cm). Utwory te są szarozielone, zawierają glaukonit i daje się w nich zauważyć uziarnienie frakcjonalne. W stropie takich ławic zaznacza się laminacja równoległa, a na powierzchniach oddzielności widoczna jest niewielka ilość miki i detrytusu roślinnego. Kompleks ten odsłonięty jest wzdłuż Leśnianki na długości około 400 m i reprezentuje eocen dolny niższy środkowy. Próbki pobrane z tych utworów zawierały następujący zespół otwornic: *Bolivinopsis spektabilis* (Grzybowski), *Rzehakina* epigona (Rzehak), *Karrerulina coniformis* (Grzybowski), *Acarinina broedermanni* Cushman et Bermudez, *Acarinina spinuloinflata* (Bandy), *Globigerina eoceana Guembel*, *Buliminella grata* Parker et Bermudez, *Nuttallides truempyi* (Nuttall) i *Ammodiscus anguillae* Höglund. Prawie identycznie wykształcone utwory serii podśląskiej okolic Lanckorony opisali Liszkowa i Nowak (1960), określając ich wiek na paleocen–eocen dolny. Na obszarze arkusza Bielsko-Biała w różnych pracach (Burtan, 1968a; Burtan i in., 1959) warstwy te opisywane były jako warstwy hieroglifowe. Łupki z Lipowej są odpowiednikiem warstw hieroglifowych w serii śląskiej i magurskiej.

Eocen środkowy–górny – $E_{2–3}$

Piaskowce cienkoławicowe i łupki, piaskowce gruboławicowe, lokalnie z wkładkami margli (warstwy hieroglifowe) ($_{pcł}E_{2–3}$) występują na całym terenie arkusza od płaszczowiny magurskiej po podśląską. Na terenie płaszczowiny magurskiej są one najbardziej zróżnicowane i czasami

są określane jako piaskowce i łupki warstw z Grzechyni. Rozciągają się na znacznych obszarach w siodłach w Beskidzie Żywieckim, Beskidzie Średnim i Beskidzie Wyspowym. Jest to seria cienkoławicowego fliszu. W strefach Siar i raczańskiej warstwy te leżą na piaskowcach osieleckich lub pasierbieckich, a pod warstwami zembrzyckimi (warstwami podmagurskimi). Przeważają w nich drobnoziarniste, niebieskostalowoszare piaskowce cienkoławicowe z łupkami ilastymi, zielonobrunatnymi i jasnoszarymi, układającymi się w charakterystyczne naprzemianległe smugi. Piaskowce są laminowane równolegle. Ich spoiwo jest słabo węglanowe, a na powierzchniach spągowych występują liczne bioglify oraz hieroglify prądowe. Sporadycznie występują także grubsze ławice (15 cm) piaskowców szarozielonych z glaukonitem i dającym się zauważyć frakcjonalnym uziarnieniem. W stropie takich ławic zaznacza się laminacja równoległa, a na powierzchniach oddzielności widoczna jest niewielka ilość miki i detrytusu roślinnego. W obrębie warstw hieroglifowych spotyka się też wkładki margli typu łąckiego, lokalnie zaś występują kompleksy gruboławicowych piaskowców zlepieńcowatych lub drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych. Piaskowce gruboławicowe mają spoiwo wapniste z licznie występującym muskowitem. Grubość ławic piaskowców jest znaczna i często przekracza 2 m. Są one przeważnie gruboziarniste, a glaukonitu brak, albo jest go niewiele. Warstwowanie frakcjonalne jest nieregularne. W stropie ławic lokalnie występują konwolucje. W górnej części profilu miąższość ławic maleje, piaskowce stają się średnioławicowe i zwiększa się ilość łupków. W stropowych partiach ławic występuje detrytus roślinny. Piaskowce zbudowane są głównie z kwarcu, skaleni, łyszczyków oraz innych minerałów. Łupki są cienkie (do kilkunastu centymetrów miąższości), margliste, łupią się drobno. Zdarzają się też grubsze wtrącenia z wkładkami cienkoławicowych piaskowców o typie piaskowców z warstw hieroglifowych. W obrębie piaskowców magurskich zdarzają się też grubsze kompleksy łupków, o miąższości do 50 m, z cienkoławicowymi piaskowcami nie różniącymi się od piaskowców i łupków typu magurskiego. Miąższość warstw hieroglifowych na terenie płaszczowiny magurskiej wynosi od kilku do około 400 m, średnio 200 m.

Na terenie płaszczowiny śląskiej warstwy hieroglifowe leżą na warstwach istebniańskich górnych lub łupkach pstrych i przykryte są warstwami menilitowymi, a na obszarze płaszczowiny podśląskiej – nad łupkami z Lipowej i pod warstwami menilitowymi. W ich stropie lokalnie występuje poziom margli globigerynowych. Występują one na południowych stokach Beskidu Śląskiego w rejonie Kamesznicy, na południowych stokach Beskidu Małego oraz w rejonie Myślenic. Wykształcone są jako cienkoławicowe piaskowce i łupki. Piaskowce są bardzo drobnoziarniste, zbite i dzielą się na płytki lub kostki. Prawie zawsze zawierają glaukonit, miejscami też skalenie i muskowit. Spoiwo jest krzemionkowe lub krzemionkowo-wapniste. Wietrzejąc, pokrywają się rdzawymi nalotami. Hieroglify są liczne, głównie organiczne (*Granularia*, *Helmintnopsis*, *Cosmorhaphe*). Grubsze ławice zawierają więcej skaleni. Łupki są ilaste, cienko łupiące się, zielonawe, szaropopielate lub czarne, zwykle z rdzawymi nalotami. Gdy przeważają barwy ciemne, warstwy te są nie do

odróżnienia od górnych łupków istebniańskich. W górnej części profilu dominują łupki zielone. Miejscami występują kilkumetrowej grubości wtrącenia łupków czerwonych.

Stosunek piaskowców do łupków w obrębie serii śląskiej i magurskiej jest zmienny, ale na ogół przeważają łupki, a stosunek łupków do piaskowców jak 1:1 lub 2:1 zdarza się wyjątkowo i to tylko w dolnej części warstw. Ku górze przechodzą one w zielone łupki ilaste z piaskowcami, a wyżej w same łupki bez piaskowców (Książkiewicz, 1966), czasami określane jako warstwy ze Skawinek. W ich stropie występują margle globigerynowe. Wiek omawianych osadów na podstawie badań mikrofaunistycznych określono na eocen środkowy–górny. Miąższość warstw hieroglifowych (w serii śląskiej) wynosi około 200 m.

Łupki i piaskowce cienkoławicowe (warstwy zembrzyckie) ($_{łpc}E_{2–3}$) są rozwinięte głównie w brzeżnej części płaszczowiny magurskiej (głównie stref raczańskiej i Siar), gdzie leżą na warstwach hieroglifowych, a w części wewnętrznej zastąpione są przez piaskowce magurskie. Ciągną się one pasem od Rajczy przez okolice Żywca, Jeleśni, Lachowic, Suchej do Harbutowic i Pcimia. W rejonie tym leżą one na pstrych łupkach (w strefie Siar), a przykryte są piaskowcami magurskimi i bywają określane jako warstwy z Zembrzyc. Głównym składnikiem są tu łupki margliste, grubo łupiące się, szarooliwkowe lub szarozielone, a także ciemnopopielate lub czarne. Łupki ilaste występują podrzędnie, jako łupki cienko łupiące się i są zwykle szarozielone. Piaskowce są średnio- i cienkoławicowe, drobnoziarniste, o spoiwie wapnistym, niebieskie, po zwietrzeniu brudnordzawe. Częste też są piaskowce skorupowe. Składają się one z kwarcu i muskowitu, wiele ławic zawiera też glaukonit, skalenie i okruchy łupków krystalicznych. W górnej części ławic zaznaczają się wyraźnie laminacja i konwolucje. Miąższość omawianych osadów lokalnie może wynosić od 100 (w obrębie płaszczowiny magurskiej – sądeckiej) do 500 m (w obrębie płaszczowiny magurskiej – raczańskiej).

Stosunek łupków do piaskowców jest zmienny; przeważają łupki w stosunku 3:1, a często 5:1 i więcej. Warstwy podmagurskie (warstwy zembrzyckie) wykazują duże zmiany facjalne. Na wschód od Trzebuni rozwijają się one kosztem dolnej części piaskowców magurskich facji glaukonitowej i prawdopodobnie warstw hieroglifowych (na południe od Stróży). Lokalnie, na wschód od doliny Raby, podścielają je prawdopodobnie warstwy hieroglifowe, ale zagadnienie to wymaga dalszych badań. W południowej części płaszczowiny magurskiej (w strefie krynickiej) podobnie wykształcone utwory bywają określane jako warstwy frydmańskie lub warstwy z Kowańca.

Piaskowce muskowitowe gruboławicowe i łupki (warstwy magurskie) ($_{pcM}E_{2–3}$) występują na całym obszarze płaszczowiny magurskiej z wyjątkiem strefy brzeżnej. Spoczywają na warstwach podmagurskich (warstwach zembrzyckich) lub hieroglifowych. W budowie tego zespołu skalnego przeważają piaskowce gruboławicowe o spoiwie wapnistym z licznie występującym muskowitem. Grubość ławic piaskowców jest znaczna; miąższość wielu z nich przekracza 2 m. Piaskowce są przeważnie gruboziarniste, glaukonitu

brak, albo jest go niewiele. Warstwowanie frakcjonalne jest nieregularne. W stropie ławic występują niekiedy konwolucje. W górnej części profilu miąższość ławic maleje, piaskowce stają się średnioławicowe i zwiększa się ilość łupków. W stropowych partiach ławic występuje detrytus roślinny. W niektórych przypadkach, w związku z dużym nagromadzeniem substancji roślinnej, utworzyły się małe soczewki lub warstewki węgla. Piaskowce zbudowane są głównie z kwarcu, skaleni, łyszczyków oraz innych minerałów.

Łupki są cienkie (do kilkunastu centymetrów miąższości), margliste, łupią się drobno. Zdarzają się też grubsze wtrącenia z wkładkami cienkoławicowych piaskowców o typie piaskowców z warstw hieroglifowych. W obrębie piaskowców magurskich zdarzają się też grubsze kompleksy łupków, miąższości do 50 m, z cienkoławicowymi piaskowcami (łupki śródmagurskie) nie różniącymi się od piaskowców i łupków typu magurskiego.

Mikrofauna jest uboga. W próbkach pobranych w rejonie Tenczyna Olszewska oznaczyła: *Thalmanammina subturbinata* (Grzybowski), *Ammodiscus cretaceous* (Reuss), *Cystamminella pseudopauciloculata* (Mjatluk), *Gerochammina conversa* (Grzybowski), *Trochamminoides subcoronatus* (Grzybowski), *Nuttalides trumpyi* (Nuttall) i *Haplophragmoide sparvulus* Blaicher. Wiek tych warstw określono na niższy eocen górny. Natomiast na podstawie oznaczeń kokolitów stwierdzono występowanie form wskazujących na eocen górny: *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hays), *Reticulofenestra coenura* (Reinhardt) Roth, *Sphenolithus pseudoradians* (Bramlette et Wilcoxon), *Sphenolithus predistentus* (Bramlette et Wilcoxon). Występują również: *Recurvoides coronatus* Earland, *Bolivina* div sp., *Rhabdammina discreta* Brady, *Lituotuba lituiformis* (Brady), *Bolivina* cf. *budensis* (Hantken), *Reussella* cf. *regularis* Subbotina, *Cibicides lopjanicus* Mjatluk, *Globocassidulina globosa* (Hantken), *Guembelitria columbiana* Howe, *Chilogumbelina graciliina* (Andreae), *Globanomaiina barbadoensis* Blow, *Tenuitelia liverovskae* (Bykova) wskazujące na najwyższy eocen górny–oligocen (?). Miąższość piaskowców magurskich w tym zespole skalnym jest szacowana na około 2000 m.

Eocen–oligocen – E–Ol

Eocen górny–oligocen dolny – E_3–Ol_1

Piaskowce glaukonitowe i muskowitowe, gruboławicowe oraz łupki (warstwy z Wątkowej i warstwy z Popradu) ($_{pcGk}E_3$–Ol_1) występują w brzeżnej części płaszczowiny magurskiej. Leżą na warstwach podmagurskich, a nadbudowane są warstwami magurskimi. Miejscami mogą leżeć na warstwach hieroglifowych lub warstwach z Kowańca (strefy krynickiej). We wschodniej części płaszczowiny zostały określone jako piaskowce z Wątkowej, natomiast w południowej części – jako piaskowce z Popradu i tam leżą na pstrych łupkach, a przykryte są warstwami nadmagurskimi określanymi jako warstwy malcowskie.

Przeważają piaskowce gruboławicowe o miąższości ławic od 0,5 do 1,5 m, przeważnie drobnoziarniste, popielatoniebieskie, o spoiwie ilasto-krzemionkowym lub ilasto-wapnistym, kwarcowe, z niewielką ilością skaleni i muskowitu oraz licznym glaukonitem, często występującym w postaci gęsto i równomiernie rozsianych ziarn, a niekiedy zgrupowanym w smugi. Wśród nich występują ławice pozbawione glaukonitu, a zawierające muskowit. Piaskowce wykazują warstwowanie frakcjonalne, w stropie laminowane. W dolnych częściach ogniwa piaskowców magurskich występują wkładki jasnych piaskowców arkozowych, gruboławicowych i gruboziarnistych. Niektóre ławice zaczynają się zlepieńcami składającymi się z ziarn kwarcu, skaleni, okruchów łupków krystalicznych i osadowych oraz otoczaków granitów i gnejsów.

Piaskowce cienkoławicowe występują w miejscach, gdzie wkładki łupków są grubsze. Łupki przedzielające piaskowce są cienkie, margliste, grubołupliwe, szare i ciemnoszare i zawierają wkładki łupków brunatnych. Występują również ławice łupków i mułowców marglistych o miąższości do 2 m i o grubościach ławic łupkowych wynoszących kilka lub kilkanaście centymetrów. Łupki rozpadają się muszlowo i sierpowato. Miąższość tego ogniwa wynosi od 500 do 1000 m.

Mikrofauna jest uboga, natomiast wśród nanoplanktonu (oznaczenia Gareckiej niepublikowane) stwierdzono obecność takich gatunków, jak: *Isthmolithus recurvus*, *Corannulus germanicus*, *Sphenolithus pseudoradians*, *Pemma basquensis*, *Ericsonia formosa* i *Discoaster saipanensis*. Pierwszy z wymienionych gatunków w schemacie nanoplanktonowym definiuje dolną granicę poziomu NP19 (pierwsze pojawienie gatunku), co odpowiada priabonowi (eocen górny), a kończy swoje występowanie w oligocenie dolnym (poziom NP22). *Pemma basquensis* (najczęściej znajdowane są pojedyncze fragmenty tego gatunku, ale umożliwiające identyfikację) powszechnie występuje w osadach najwyższego eocenu i wyznacza strop eocenu górnego, priabonu. Ostatnie pojawienie gatunku *Ericsonia formosa* definiuje górną granicę poziomu NP21 należącego już do oligocenu dolnego. Sporadycznie występują również górnoeoceńskie diskoastry (*Discoaster saipanensis*), które wymierają w najniższej części oligocenu dolnego.

Łupki, margle i piaskowce oraz rogowce (warstwy malcowskie i warstwy budzowskie) ($_1E_3$–Ol_1). Na terenie płaszczowiny magurskiej, powyżej piaskowców magurskich, wydziela się różne ogniwa w zależności od strefy i nazywa się je warstwami nadmagurskimi, malcowskimi (w części południowej) lub budzowskimi (w części północnej). Warstwy malcowskie są to cienkoławicowe piaskowce wapniste, szare, żółtawo wietrzejące z przeławiceniami łupków ilastych i margli. Piaskowce są składnikiem dominującym w profilach. W ich składzie przeważa kwarc oraz lito- i bioklasty węglanowe, a lokalnie także detrytus roślinny. Charakterystyczne są naloty tlenków manganu oraz skupienia pirytu. Struktury sedymentacyjne obejmują różne odmiany warstwowań (frakcjonalne, konwolutne, laminacja pozioma i skośna) oraz hieroglify mechaniczne i organiczne. Wśród ichnoskamieniałości opisano m.in. rodzaje: *Acantoraphe*, *Helicolithus*, *Zoophycos* i *Sabularia*. W omawianych warstwach, o charakterze fliszowym, występują także

wkładki gruboławicowych piaskowców muskowitowych typu magurskiego. Wiek warstw malcowskich określono na podstawie zespołów otwornic planktonicznych na eocen górny–oligocen dolny (Cieszkowski, Olszewska, 1986), a ich miąższość wynosi od 600 do 800 m.

W części północnej płaszczowiny magurskiej piaskowce magurskie facji glaukonitowej przechodzą stopniowo ku górze w ogniwo o zdecydowanej przewadze łupków. Przejście od piaskowców do łupków jest powolne i granicę można przeprowadzić tylko w przybliżeniu. Zostały one opisane po raz pierwszy przez Książkiewicza (1966, 1974a) z osiowej części synkliny Budzów–Baczyn. Dla ogniwa tego Książkiewicz (1974a) zaproponował nazwę warstwy budzowskie. Składają się one z grubo łupiących się łupków marglistych szarozielonych lub szaropopielatych, po zwietrzeniu jasnoszarych. Miejscami występują też łupki czarne. Różnią się one niewiele od łupków występujących w innych ogniwach warstw magurskich. Wtrącenia piaskowców są nieliczne i występują w postaci ławic o grubości do 1 m, wapnistych, glaukonitowych i mikowych. Muskowit koncentruje się w górnej części ławic, gdzie są one skorupowe. Oprócz tego występują cienkie (do 0,1 m) piaskowce, bardzo spoiste, wapniste, z licznymi hieroglifami organicznymi. Piaskowców tego typu nie stwierdzono w niższych ogniwach. W niższej części warstw nadmagurskich występują kilkucentymetrowe ławice rogowców brązowych lub czarnych. Miąższość warstw waha się od 100 do około 600 m.

Oligocen – Ol

Oligocen dolny – Ol_1

Łupki, piaskowce i margle (warstwy z Barutki) ($_{łpc}Ol_1$) występują głównie w obrębie serii przedmagurskiej, a także śląskiej, podśląskiej i magurskiej, w rejonie Rychwałdu i Gilowic, a także miejscami w okolicach Nieledwi i Wieprza, czyli w zachodniej części terenu arkusza Bielsko-Biała. Wykształcone są jako łupki i margle twarde, szare i brązowe, po zwietrzeniu brunatne. Przewarstwione są cienkoławicowymi piaskowcami muskowitowymi, które w spągowej części ogniwa są gruboziarniste i zawierają faunę podobną do fauny wapieni łużańskich. W stropowej części ogniwa, w obrębie margli i łupków marglistych występują syderyty soczewkowate i pokładowe. W obrębie tych warstw stwierdzono zespoły mikrofauny oligocenu dolnego zawierające: *Paragloborotalia nana* (Bolli), *Parasubbotina karpatica* (Mjatluk), *Tenuitellinata angustiumbilicata* (Bolli) i *Chiloguembelina gracillima* (Andreae) (Olszewska, Garecka, 1996). Miąższość warstw z Barutki wynosi od 80 do 150 m.

Łupki z wkładkami piaskowców i margli oraz rogowce (warstwy menilitowe) ($_{ł}Ol_1$) występują na terenie płaszczowin przemagurskiej i śląskiej, gdzie zajmują najmniejsze powierzchnie, oraz podśląskiej. Występują one na południowych stokach Beskidu Śląskiego i Małego, w rejonie Skawiec, Skawiny i Myślenic oraz Rychwałdu (płaszczowina przedmagurska), a także w rejonie Andrychowa i Wadowic (płaszczowina podśląska). W nadkładzie wszędzie występują warstwy krośnieńskie, natomiast

w spągu – warstwy hieroglifowe z marglami globigerynowymi lub inne warstwy eocenu górnego, jak łupki pstre i warstwy z Przybradza. Wykształcone są podobnie we wszystkich jednostkach. Są to łupki ilaste ciemnobrunatne, łupiące się liściasto oraz łupki ilasto-margliste, łupiące się muszlowo, popielatoszare, brunatno-czekoladowe i czarne z nalotami ałunowymi. Obecne są tu także przewarstwienia margli ciemnych, które wietrzeją na biało. Przekładane są piaskowcami glaukonitowymi cienko- i średnioławicowymi, niektóre z nich są szkliste, krzemieniste, zbite, lokalnie intensywnie glaukonitowe, a miejscami muskowitowe. Zawierają też wkładki piaskowców kwarcowych ciemnych o grubości kilkunastu centymetrów. W obrębie tego kompleksu można wyróżnić poziom rogowców czarnych i brunatnych, przekładanych łupkami czarnymi silnie zsylifikowanymi oraz marglami. Rogowce menilitowe są czarne lub czarno-brązowe, wstęgowane, występują w kilkucentymetrowych ławicach. Miąższość tego ogniwa nie przekracza 20 m, a miąższość opisywanych warstw menilitowych wynosi około 150 m. Warstwy te zawierają faunę: *Globigerina dissimilis* Cushman et Bermudez, *Globigerina ampliapertura* Boili, *Globigerina officinalis* Subbotina i *Cibicides lopiamcus* Mjatluk.

Piaskowce, zlepieńce, łupki i mułowce dolomityczne (warstwy szaflarskie) ($_{pczc}Ol_1$) występują na Podhalu (w niecce podhalańskiej) bezpośrednio na południe od pienińskiego pasa skałkowego. Są to średnio- i gruboławicowe piaskowce, zlepieńce oraz łupki. Ze względu na zróżnicowanie litologiczne omawiany zespół skalny dzieli się na trzy części. W dolnej części profilu dominującą odmianą litologiczną są piaskowce szare, najczęściej średnioziarniste. Spotyka się też odmiany gruboziarniste i zlepieńcowate o dużej miąższości ławic dochodzącej do trzech metrów. Towarzyszą im mułowce wapniste oraz ciemnoszare łupki ilaste. Lokalnie występują ławice piaszczyste typu *debris-flow* oraz osady osuwisk podmorskich. W części środkowej przeważają łupki, często mułowcowe. Piaskowce są zwykle drobnoziarniste, cienko- lub średnioławicowe. Niektóre pakiety łupków ilastych i krzemionkowych, brunatne, podobne są do łupków menilitowych. Spotyka się też pojedyncze ławice dolomitów żelazistych. W górnym odcinku profilu dominują szare, średnio- i gruboławicowe piaskowce wapniste. Charakteryzują się zmiennym uziarnieniem, a lokalnie także dużą ilością detrytusu roślinnego. Na podstawie analizy nanoplanktonu wapiennego pozycja stratygraficzna warstw szaflarskich określona została na oligocen dolny (Garecka, 2005), co zostało potwierdzone badaniami zespołów dinocyst (Gedl, 1999, 2000a, b). Maksymalna miąższość warstw szaflarskich wynosi 950 m, z czego na powierzchni odsłania się około 700 m.

Piaskowce, łupki i zlepieńce (warstwy krośnieńskie dolne) ($_{pc}Ol_1$) występują na terenie płaszczowin: przedmagurskiej, śląskiej, podśląskiej oraz skolskiej. Odsłaniają się one na obszarze Kotliny Żywieckiej, na południowych stokach Beskidu Śląskiego i Małego, w rejonie Kamesznicy, Węgierskiej Górki, Rychwałdu, Skawiec, Kalwarii i Myślenic, na północ od Andrychowa i Wadowic. Na terenie płaszczowiny przedmagurskiej są to piaskowce gruboławicowe, średnio- i drobnoziarniste, mikowe przedzie-

lone marglistymi łupkami ilastymi. W stropie profilu wykształcone są jako piaskowce wapniste, muskowitowe, cienkoławicowe, płytowe i skorupowe. Piaskowce są twarde i niekiedy przechodzą w zlepieńce. We wszystkich ławicach powszechny jest detrytus roślinny. Ku górze zwiększa się ilość łupków, a miąższość ławic piaskowców maleje.

Na terenie płaszczowiny śląskiej omawiane utwory wykształcone są jako szare piaskowce muskowitowe, piaskowce płytowe i skorupowe, cienkoławicowe, rozsypliwe i wapniste. Przekładane są łupkami szarymi, wapnistymi. Grubość ławic piaskowców, ku górze zmniejsza się. Przeważającym typem są piaskowce średnio- (do 0,5 m) i cienkoławicowe, płytowe i skorupowe. Gruboławicowe piaskowce występują w postaci soczewek w dolnej części warstw, a grubość ławic osiąga 2–3, a nawet 4 m. Piaskowce te są twarde, słabo muskowitowe. Niekiedy przechodzą w zlepieńce, które też tworzą ławice wśród warstw o przewadze piaskowców płytowo-skorupowych. Zlepieńce składają się z otoczaków kwarcu, wapieni, okruchów łupków serycytowych i chlorytowych oraz łupków ilastych. Ku górze warstw zwiększa się ilość łupków, a ławice piaskowców stają się coraz cieńsze. Ilość piaskowców gruboławicowych zmniejsza się w kierunku południowym. W dolnej części profili występują buły, a rzadziej ławice ankerytowo-dolomitowe („sferosyderyty"). Miąższość warstw krośnieńskich na terenie arkusza Bielsko-Biała jest trudna do określenia, autorzy przyjmują, że w obrębie płaszczowiny śląskiej osiąga ona 500 m, z kolei w pozostałych – nie przekracza 300 m.

W okolicach Woli Radziszowskiej wydzielone są warstwy krośnieńskie górne włączane do płaszczowiny skolskiej. Ze względu na małe powierzchnie jakie zajmują nie zostały one wyróżnione na mapie. Są to rozsypliwe piaskowce płytowe i skorupowe, cienko- i średnioławicowe, muskowitowe, o spoiwie ilasto-wapnistym. Przekładane są łupkami szarymi, marglistymi. W stropowej części profilu tych warstw w okolicy Radziszowa odsłania się poziom tufitowy. Tufity są tu wykształcone w formie cienkich warstewek o łącznej miąższości około 3 m. Poziom tufitowy z rejonu Radziszowa jest jednym z najwcześniej poznanych w Karpatach fliszowych. Stwierdzony został przez Książkiewicza (Książkiewicz, Wieser, 1954). Wiek tego poziomu oznaczony metodą radiometryczną określony na cyrkonach z tufitów (Van Couvering i in., 1981) wynosi 20,5 ±0,9 Ma (dolny burdygał). W ujęciu Wiesera (1986) tufity z Radziszowa reprezentują 29. horyzont przewodni w Karpatach. W nawiązaniu do radiometrycznego wieku tufitów przyjęto, ze warstwy krośnieńskie w obrębie serii skolskiej reprezentują oligocen–miocen.

Oligocen dolny–górny – Ol_{1-2}

Warstwy zakopiańskie (dolne i górne), chochołowskie (dolne i górne) oraz ostryskie występują w obrębie niecki podhalańskiej.

Łupki, dolomity żelaziste i piaskowce (warstwy zakopiańskie dolne) ($_{I}Ol_{1-2}$) odsłaniają się na obszarze niecki podhalańskiej na południe od pienińskiego pasa skałkowego w rejonie

Chochołowa i Czerwiennego. W części północnej podścielone są warstwami szaflarskimi. Wykształcone są jako łupki ilaste i mułowcowe z pojedynczymi ławicami piaskowców, dolomitów żelazistych, lokalnie także zlepieńców. Dominującym składnikiem warstw zakopiańskich dolnych są łupki, których ilość w profilach jest zmienna i może wynosić od 50 do 90%. Łupki ilaste ciemnobrunatne charakteryzują się cienkopłytową (blaszkową) oddzielnością i zawierają dużą ilość łyszczyków. Łupki ilaste i mułowcowe szare mają grubszą oddzielność i przełam muszlowy. W pierwszych z nich występuje materiał piaszczysty i żwirowy w postaci smug lub soczewek, a także pojedyncze otoczaki o średnicy 1–2 cm (dolomity, piaskowce, fragmenty łupków). Laminacja wyrażona jest naprzemianległym układem jaśniejszych i ciemniejszych warstewek z dużą ilością substancji węglistej oraz łusek i elementów szkieletowych ryb. Miejscami wśród łupków występują ławice dolomitów żelazistych (ankerytów). Ich skład chemiczny według Wiesera (1973) jest następujący: $CaCO_3$ (55–57%), $MgCO_3$ (37–39%) i $FeCO_3$ (7–10%). Druga odmiana łupków występuje w wyższej części warstw zakopiańskich wraz z licznymi, cienkoławicowymi piaskowcami. Piaskowce są szare lub ciemnoszare, przeważnie drobnoziarniste, zbite, często mają charakterystyczną, kostkową łupliwość. Na ich spągowych powierzchniach występują drobne hieroglify, głównie pochodzenia organicznego z rodzaju *Planolites* (Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986). Przeważa w nich warstwowanie laminowane i przekątne. W górę profilu ilość ławic piaskowcowych wzrasta. Na podstawie analizy petrologicznej określono je jako piaskowce szarogłazowe (Bromowicz, Rowiński, 1965).

Pozycja stratygraficzna warstw zakopiańskich dolnych określona została na podstawie analizy nanoplanktonu wapiennego jako najwyższa część oligocenu dolnego oraz niższa część oligocenu górnego – poziom NP 24 *Sphenolithus distentus* (Gaździcka, 1999; Garecka, 2005). Maksymalna miąższość warstw zakopiańskich dolnych wynosi około 1200 m.

Piaskowce, mułowce piaszczyste i łupki (warstwy zakopiańskie górne) ($_{pc}Ol_{1-2}$). Na warstwach zakopiańskich dolnych leżą piaskowce cienkoławicowe, mułowce i łupki. Przeważają piaskowce drobnoziarniste, warstwowane frakcjonalnie, w wyższej części sekwencji depozycyjnych – laminowane równolegle. Omawiane warstwy zawierają serycyt, a lokalnie dużą ilość zwęglonych szczątków roślinnych. Na dolnych powierzchniach ławic występują hieroglify organiczne. Piaskowce cienko-, średnio-, rzadziej gruboławicowe stanowią około 50% profilu. Przeławicone są mułowcami i łupkami kwarcowo-dolomitycznymi, lokalnie silnie wapnistymi. Sporadycznie pojawiają się niewielkie buły dolomitów żelazistych oraz warstewki tufitów. Cały kompleks charakteryzuje się jaśniejszymi barwami w porównaniu z sekwencjami warstw zakopiańskich dolnych oraz rytmiczną sedymentacją. Maksymalna miąższość omawianych warstw wynosi około 800 m, a na obszarze arkusza około 600 m, przy czym granica między dolnymi a górnymi warstwami zakopiańskimi jest umowna. Pozycję stratygraficzną warstw zakopiańskich górnych Garecka (2005) określiła jako

pogranicze oligocenu dolnego i górnego (najwyższy rupel–dolny szat), poziom nanoplanktonowy NP 24 *Sphenolithus distentus*.

Oligocen górny – Ol_2

Piaskowce, zlepieńce i łupki (warstwy chochołowskie dolne) ($_{pc}Ol_2$) występują powyżej warstw zakopiańskich górnych i na południe od nich w rejonie Chochołowa, Nowego Bystrego i Witowa. Wykształcone są jako piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste z przeławiceniami łupków ilastych. Lokalnie występują zlepieńce z otoczakami skał tatrzańskich. Dolną granicę warstw chochołowskich wyznacza pojawienie się większej ilości ławic piaskowców o dużej miąższości. Towarzyszą im: żwirowce ilaste, poziomy tufitowe i utwory osuwisk podmorskich. Piaskowce charakteryzują się większą miąższością ławic i mniejszą wapnistością w stosunku do warstw zakopiańskich. Są zwykle mniej zwięzłe, zawierają też liczne toczeńce. Niekiedy ławice piaskowcowe o miąższości od 1 do 2 m tworzą potężne, kilkunastometrowe kompleksy. Granica pomiędzy warstwami zakopiańskimi a chochołowskimi jest umowna i miejscami trudna do wyznaczenia. Ku stropowi ilość i miąższość ławic piaskowcowych wzrasta, a zmniejsza się ilość łupków. Piaskowce są przeważnie drobno- i średnioziarniste, lokalnie zlepieńcowate, o zmiennej miąższości ławic. Ich spoiwo jest ilasto-żelaziste, rzadziej wapniste. Na spągowych powierzchniach ławic występują hieroglify prądowe i wleczeniowe. Hieroglify organiczne pojawiają się rzadziej niż w warstwach zakopiańskich górnych. W ławicach piaskowców występuje warstwowanie laminowane, przekątne i frakcjonalne, wskazujące na turbidytową genezę osadów. Łupki warstw chochołowskich są jaśniejsze od zakopiańskich, zwykle szare, lokalnie oliwkowozielone i zawierają węglan wapnia. Wśród pakietów łupkowych występują tufity, różniące się od łupków barwą, stopniem diagenezy (są mniej spoiste, miękkie, plastyczne), a przede wszystkim składem mineralnym. Miąższość warstewek tufitów waha się od jednego do kilkunastu centymetrów, a barwa od białej, przez srebrzystoszarą, kremową do żółtawej, co związane jest z ich diagenezą oraz wietrzeniem. Na podstawie analizy materiału piroklastycznego, charakter magmy macierzystej określony został jako: dacytowy lub riodacytowy (Michalik, Wieser, 1959) lub dacytowy i dacytowo-andezytowy (Sobień, 2005). Wiek warstw chochołowskich oceniany jest jako oligocen górny (szat), poziom nanoplanktonowy NP 24 *Sphenolithus distentus* (Garecka, 2005). Miąższość kompleksu wynosi 800–1000 m.

Piaskowce, łupki, mułowce, piaskowce zlepieńcowate i iłowce piaszczyste (warstwy chochołowskie górne) ($_{pcł}Ol_2$). Piaskowce warstw chochołowskich górnych są gruboławicowe, różnoziarniste, zwarte, miejscami zlepieńcowate lub przeławicone zlepieńcami. Łupki i mułowce o oddzielności łupkowej są szare, zielonoszare, lokalnie ciemnoszare i rozpadają się na nieregularne okruchy. Miejscami zawierają cienkie (5–15 cm) przewarstwienia twardych, szarych piaskowców drobnoziarnistych, z licznym muskowitem i detrytusem roślinnym. W stropowej części ogniwa występuje pakiet mułowców

(8–25 m) rozdzielony pojedynczymi ławicami piaskowców (1–3 m) różnoziarnistych, zlepieńcowatych, słabo zwięzłych, spękanych na duże bloki. Kompleks ten charakteryzuje się przewagą piaskowców nad łupkami. Zajmuje on centralną część niecki podhalańskiej i buduje najwyższe partie wzniesień. Pozycję stratygraficzną warstw chochołowskich górnych określić można jako najwyższy oligocen górny, poziom nanoplanktonowy NP 25 *Sphenolithus ciperoensis* (Garecka, 2005). Maksymalna miąższość tego zespołu skalnego wynosi około 600 m.

PALEOGEN–NEOGEN – Pg–Ng

Oligocen–miocen – Ol–M

Piaskowce, łupki i zlepieńce (warstwy ostryskie) ($_{pc}$Ol–M) zajmują niewielki obszar w rejonie Góry Ostrysz (Watycha, 1976b). Ostatnie prace wykonane w ramach reambulacji arkusza Czarny Dunajec (Gaździcka i in., 2013) wykazały, że wykształcenie litologiczne sekwencji fliszowych na zachód od doliny Czarnego Dunajca upoważnia do zaliczenia ich do najwyższego ogniwa fliszu podhalańskiego. Te wyniki nawiązują do wcześniejszych badań Gołąba (1959), który podobny zasięg warstw ostryskich przedstawił na schematycznej mapie Zachodniego Podhala.

Omawiany zespół skalny jest zbudowany z piaskowców o zróżnicowanej miąższości ławic, najczęściej drobno- i średnio-, rzadziej gruboziarnistych. Towarzyszą im ławice zlepieńców zawierających otoczaki kwarcu i skał krystalicznych. Wśród piaskowców występują pakiety łupków ilastych, których udział wzrasta ku górze profilu. Strop warstw ostryskich jest erozyjny. Na obszarze arkusza z kompleksu tego zbudowana jest wyższa część Góry Ostrysz. Po stronie słowackiej odpowiada mu formacja białopotocka (Gross i in., 1993; Sotak i in., 2007). Wiek warstw ostryskich określany był początkowo jako oligoceński (Dudziak, 1986). Na podstawie analizy zespołów otwornic planktonicznych i nanoplanktonu wapiennego obecnie sytuowany jest na pograniczu oligocenu i miocenu. Westwalewicz-Mogilska (1986), Olszewska, Wieczorek (1998) i Garecka (2005) stwierdzili, w omawianych osadach, obecność otwornic i kokkolitów najniższego miocenu. Miąższość warstw ostryskich nie przekracza 300 m.

NEOGEN – Ng

Miocen – M

Miocen dolny – M_1

Piaskowce margliste, łupki ilaste i margle (warstwy ze Starego Bystrego) ($_{pcme}M_1$). W rejonie Starego Bystrego na terenie strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej, na północ od pienińskiego pasa skałkowego, występują drobnoziarniste piaskowce margliste, szare, z przeławiceniami łupków

ilastych i margli. Towarzyszą im piaskowce gruboławicowe. W utworach tych występują zespoły mikroskamieniałości obejmujące: igły gąbek, otwornice, radiolarie, okrzemki oraz nanoplankton wapienny, wskazujące na ich morską genezę. Na podstawie oznaczeń nanoplanktonu wiek omawianych utworów określony został jako miocen dolny i środkowy (Cieszkowski i in., 1993). Na obszarze arkusza osady te występują pod osadami plejstocenu i holocenu, w obrębie zapadliska orawsko-nowotarskiego, w nadkładzie utworów serii krynickiej. Jest to najmłodsza sukcesja osadowa płaszczowiny magurskiej na terenie arkusza Bielsko-Biała.

* *

*

Utwory formacji z Zawoi, formacji stryszawsko-suskiej, warstw; dębowieckich, skawińskich, wielickich, chodenickich, grabowieckich oraz piaski bogucickie i piaski z Rajska występują w obrębie zapadliska przedkarpackiego.

Iłowce, mułowce i piaskowce oraz zlepieńce (formacja z Zawoi) ($_{icmc}M_1$). Utwory te zostały wydzielone w otworze Zawoja IG-1 (otw. 111) przez Moryca (1989) i opisane również przez Laskowicz (1997). Na głębokości 4666,0–4825,0 m występują iłowce z licznym materiałem okruchowym, w którym znajdują się fragmenty skał fliszu karpackiego. Kontakt z wyżejległą formacją stryszawsko-suską jest erozyjny lub tektoniczny. W dolnej części profilu omawianych utworów występuje warstwa zlepieńców zawierających okruchy skał krystalicznych oraz piaskowców, iłowców czerwonych i wapieni. Środkową część, o miąższości około 120 m, stanowią żwirowce ilaste. W ciemnoszarych, miejscami czerwonych, iłach i mułowcach tkwią otoczaki kwarcytów, piaskowców, marmurów oraz skał magmowych i wylewnych. W górnej części występuje 10-metrowy pakiet zielonych i szarozielonych iłowców bezwapnistych, przeławiconych kilkumilimetrowymi wkładkami piaskowców. W pakiecie tym stwierdzono redeponowaną mikrofaunę kredową z fliszu karpackiego. Najwyższą część formacji tworzą średnioziarniste zlepieńce (25 m). W całym profilu dominuje materiał okruchowy pochodzący z podłoża platformowego. Poza redeponowaną mikrofauną w utworach formacji z Zawoi nie stwierdzono innych skamieniałości.

Iłowce, mułowce oraz piaskowce i zlepieńce (formacja stryszawsko-suska) ($_{ic}M_1$). Na podstawie otworów i z uwagi na ich specyfikę, uzyskano jedynie fragmentaryczne informacje o tych osadach i zaklasyfikowano je jako molasę ilasto-mułowcowo-zlepieńcowatą wieku karpat–baden (Baran i in., 1996). Odtworzenie profilu utworów miocenu możliwe jest jedynie na podstawie wyników wcześniej wykonanych wierceń na obszarach sąsiednich. Opierając się na pracach Ślączki (1976b, c), Buły i Jury (1983a, b) oraz Moryca (1989), można przyjąć, że na obszarze między Cieszynem a Suchą Beskidzką występuje gruby zespół utworów molasy mioceńskiej o maksymalnej miąższości ponad 2600 m. Na terenie arkusza miąższość omawianych utworów wynosi około 800 m.

Ślączka (1976b, c) i Moryc (1989) między Bielskiem-Białą a Suchą Beskidzką w utworach miocenu dolnego (zapadliska przedkarpackiego) wyróżnili formację suską i formację stryszawską, w której obrębie występuje ogniwo zlepieńców ze Stachorówki oraz ogniwo z Bielska. Utwory te wyróżniono m.in. w profilu otworu Bystra IG-1 (otw. 115) na głębokości 3561,0–3640,0 m (Żytko, 1978; Ryłko, Żytko, 1980). W rdzeniu z głębokości 3598,5–3601,5 m opisano słabo zaburzone bloki skał karpackich (czarne łupki i mułowce barremu–aptu, ciemne łupki albu i górnokredowe czerwone i zielone łupki ilaste oraz zielone, różowe i popielate margle) sklejone ciemnymi mułowcami, w których tkwiły okruchy metamorficznych skał podłoża. W materiale okruchowym z głębokości 3561,0–3575,0 m stwierdzono jasne, miękkie margle kredy górnej, a także łupki eocenu. Zdaniem cytowanych autorów, seria bloków i olistolitów może odpowiadać formacji suskiej miocenu dolnego wyróżnionej przez Ślączkę w profilu otworu Sucha IG-1 (otw. 99).

Miocen środkowy – M_2

Zlepieńce, piaskowce i iłowce (warstwy dębowieckie) ($_{zc}M_2$) wyróżniono w profilach otworów wiertniczych tylko w północno-zachodniej części arkusza Bielsko-Biała. Według Buły i Jury (1983 a, b) wypełniają one obniżenia morfologiczne i osiągają bardzo zróżnicowane miąższości. Powierzchnia stropowa wykazuje niewielkie deniwelacje i znajduje się na wysokości około 500 m p.p.m. Termin warstwy dębowieckie zaproponował Tołwiński (1950), później były one nazywane zlepieńcem spągowym miocenu lub serią dębowiecką. Po raz pierwszy rangę formacji warstwom dębowieckim nadali Kuciński i inni (1975). Dla południowej części GZW próbę zdefiniowania zlepieńców jako formacji dębowieckiej przedstawili Buła i Jura (1983a).

Na terenie omawianego arkusza zlepieńce dębowieckie zostały nawiercone 14 otworami wiertniczymi: Brożyska 1 (otw. 66), Bestwina IG 1 (otw. 67), Bielsko 5 (otw. 68), Bielsko 3 (otw. 69), Bielsko 4 (otw. 70), Kęty 7 (otw. 71), Bielsko 1 (otw. 73), Kęty 4 (otw. 74), Kęty 3 (otw. 75), Kęty 2 (otw. 76), Kęty 1 (otw. 77), Kęty 5 (otw. 79) i Kęty 6 (otw. 80). Najbardziej na zachód wysuniętym otworem, w którym stwierdzono osady warstw dębowieckich, jest otwór Sułkowice-1 (otw. 101). Składają się na nie zlepieńce i piaskowce leżące na utworach masywu górnośląskiego, a pod warstwami skawińskimi. Cechą wszystkich występujących tu zlepieńców jest obecność w ich składzie materiału pochodzącego z północnego obrzeżenia zapadliska, głównie utworów karbonu i dewonu. Z opisu profili otworów wiertniczych wynika, że materiał okruchowy cechuje się uziarnieniem frakcjonalnym, jest w różnym stopniu zlityfikowany i ma różne typy spoiwa.

Iły, iły piaszczyste i piaski oraz piaskowce, iłowce i mułowce (warstwy skawińskie) ($_{iip}M_2$) zostały scharakteryzowane m.in. przez Alexandrowicza (1974), który podał też ich stratotyp, oraz Bułę i Jurę (1983a). Występują one między Czechowicami a Skawiną oraz w rejonie Lusiny. Na terenie zapadliska przedkarpackiego w obrębie płaszczowiny zgłobickiej spoczywają na warstwach

dębowieckich, a przykryte są warstwami wielickimi, przy czym osady występujące w ich stropie mogą być znacznie młodsze (wymaga to dalszych badań).

W przeważającej części warstw skawińskich dominują skały drobnoziarniste: iły, iłowce, iły piaszczyste oraz mułowce. W środkowej części profilu obserwuje się wzrost zawartości frakcji piaskowej aż do pojawienia się piaskowców i miejscami zlepieńców. Ku górze profilu stwierdzono stopniowe przechodzenie iłowców w mułowce. Ich cechą charakterystyczną jest występowanie różnorodnych struktur sedymentacyjnych. Przeważa pozioma, równoległa laminacja podkreślona warstewkami piaszczystymi lub detrytusem roślinnym, lokalnie z fauną mięczaków. Miejscami zastępowana jest ona laminacją przekątną, która często przechodzi w falistą lub smużystą.

Warstwy skawińskie reprezentowane są na powierzchni przez szare mułowce oraz popielate i ciemnoszare iły z cienkimi wkładkami piasków pyłowatych. Na terenie omawianego arkusza ich miąższość jest uzależniona od morfologii podłoża i wyraźnie zróżnicowana. Wynosi ona od 120 do 1000 m. Najmniejszą ich grubość stwierdzono wierceniami przy południowej granicy ich zasięgu, pod nasunięciem karpackim.

W próbkach pobranych z utworów powierzchniowych występuje zespół otwornic badenu: *Ammonia beccarii* (Linné), *Asterigerinata planorbis* (d'Orbigny), *Bolivina polonica* Bieda, *Bulimina inflata* Sequenza, *Bulimina striata* d'Orbigny, *Candorbulina suturalis* (Bronnimann), *Cassidulina margareta* Karrer, *Cibicides ungerianus* (d'Orbigny), *Elphidium* sp., *Globigerina bolli* Cita et Premoli-Silva, *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides immaturus* Le Roy, *Globigerinoides trilobus* Reuss, *Globoconella bykovae* (Aisenstat), *Globoturborotalia druryi* (Akers), *Gyroidina soldani* d'Orbigny, *Paragloborotalia continuosa* (Blow), *Paragloborotalia mayeri* (Cushman et Ellisor), *Tenuitella denseconnexa* (Subbotina), *Tenuitellinata tarchanensis* (Subbotina et Chutzieva), *Valvulineria complanata* (d'Orbigny) oraz inne mikroskamieniałości: nieliczne elementy szkieletowe gąbek, pojedyncze radiolarie i milioidy (Nescieruk, Wójcik, 2016).

Najbardziej na wschodzie utwory te odsłaniają się w rejonie Kosocic i Soboniowic, gdzie wykształcone są w postaci iłów i iłów piaszczystych oraz mułowców z wkładkami drobnoziarnistych piasków, lokalnie z wkładkami gruboziarnistych piasków i żwirów. W obrębie tych osadów stwierdzono m.in.: *Ammonia beccarii* (Linné), *Valvulineria complanata* (d'Orbigny), *Globigerina bulloides* (d'Orbigny), *Praeorbulina circularis* (Blow) i *Globorotalia bykovae* (Aisenstadt). Miąższość warstw skawińskich na omawianym obszarze wynosi około 150 m.

Utwory badenu dolnego (warstwy skawińskie) nawiercono w otworach: Chorowice 54 (otw. 61) na głębokości 135,0–417,0 m, Mogilany 1 (otw. 62) na głębokości 50,0–330,0 m, Głogoczów IG-1 (otw. 92) na głębokości 652,5–971,0 m, Borzęta IG-1 (otw. 93) na głębokości 1486,0–2192,0 m i Dobczyce 8 (otw. 94) na głębokości 1505,0–2135,0 m. W wierceniach tych osady badenu dolnego wykształcone są jako iły, piaski i piaskowce z lokalnie występującymi wkładkami żwirowców ilastych i żwirów.

Największą miąższość wśród utworów mioceńskich, które są najbardziej zbliżone do warstw skawińskich, w otworze Tokarnia IG-1 (otw. 113) – 242,5 m mają iłowce i mułowce, niezbyt twarde, ciemnoszare, szaropopielate, szare i silnie wapniste. Po zwietrzeniu rozpadają się na dyskowate oraz sierpowate formy i przybierają barwę ziemistoszarą. W iłowcach występuje dużo pyłu muskowitowego oraz sporadycznie detrytus roślinny. Są one drobnolaminowane, miejscami warstwowane przekątnie i konwolutnie, a także poprzerastane i laminowane szarymi i ciemnoszarymi mułowcami wapnistymi, które zawierają bardzo dużo muskowitu oraz detrytusu roślinnego. Podobnie jak iłowce, mułowce są laminowane, warstwowane przekątnie i miejscami konwolutnie. Łatwo pękają na bardzo cienkie ławice zgodnie z warstwowaniem i rozpadają się podczas wietrzenia na charakterystyczny i nieregularny gruz.

Piaskowce tworzą nieliczne wkładki, od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów grubości. Są to piaskowce drobnoziarniste szare, lokalnie o zielonawym odcieniu, zawierające miejscami dużo glaukonitu i muskowitu, wapniste, laminowane i przekątnie warstwowane. W niektórych miejscach obserwuje się w nich typowe spływy sedymentacyjne, podkreślone silnie zaburzonymi i porozrywanymi laminami, oddzielone od podścielającej i nadległej części ławicy ostrymi i nierównymi granicami. W piaskowcach często występuje detrytus roślinny.

Cała opisana seria jest zaburzona tektonicznie. W jej obrębie warstwy zapadają pod kątami od 5 do 34°. Są to prawdopodobnie sfałdowane i nasunięte na niezaburzone, autochtoniczne utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego, osady mioceńskie wraz z nadległymi utworami fliszu karpackiego.

Wiek iłowców i mułowców wyznacza obecność *Praeorbulina glomerosa* (Blow), wskazując przypuszczalnie na powstanie omawianych osadów w spągu osadów piętra badeńskiego. Mikrofauna ta byłaby zatem starsza od mikrofauny mioceńskiej w otworach: Wiśniowa IG-1 (nr archiwalny – 72 661) (poza arkuszem), Głogoczów IG-1 (otw. 92), Borzęta IG-1 (otw. 93) i Trzebunia IG-1 (otw. 102), w których występuje *Candorbulina suturalis* (Brönnimann). Strefa z *Praeorbulina glomerosa* występuje w cytowanych otworach bezpośrednio poniżej strefy, w której pojawia się *Candorbulina suturalis* (Bolli).

Iły, mułowce, piaski i żwiry oraz iłowce, piaskowce i zlepieńce z fragmentami skał fliszowych ($_{imc}M_2$) występują w strefie brzeżnej Karpat i leżą niezgodnie na różnych ogniwach fliszowych, przeważnie płaszczowiny podśląskiej i lokalnie są z nimi sfałdowane. Występują w rejonie Kęt, Andrychowa, Wadowic, Bacharowic, Ryczowa, Marcyporęby, Bęczyna i Paszkówki oraz Graboszyc i Tomic. Iły są szare, zapiaszczone, z pojedynczymi okruchami dobrze obtoczonego kwarcu. Żwiry są złożone z otoczaków szarego kwarcu oraz twardych piaskowców, najczęściej typu lgockiego i godulskiego. Szczegółowe opisy tych warstw wykonał Doktor (1983). Autor ten określa je jako paraautochtoniczną molasę bacharowicką powstałą w strefie brzegowej morza mioceńskiego, wkraczającego na Karpaty. Miąższość kompleksu wynosi około 90 m.

W otworach wiertniczych w podłożu Karpat, np. w otworze Tokarnia IG-1 (otw. 113) na głębokości 3392,5–3421,0 m występują iłowce i mułowce ciemnoszare z poziomą laminacją oraz przekątnym i konwolutnym warstwowaniem. Jest to seria osadów miocenu transgresywnego. Iłowce są wapniste, niezbyt twarde, o brunatnawym odcieniu. Występują w postaci lamin i grubych wkładek i wzajemnie się przewarstwiają. Zawierają one dużo muskowitu oraz detrytusu roślinnego, który miejscami również tworzy laminy. Iłowce i mułowce przekładane są niezbyt licznymi, cienko-, średnio- i gruboławicowymi piaskowcami popielatymi i szarymi, wapnistymi, z glaukonitem i muskowitem. W piaskowcach występują pojedyncze soczewki i wkładki zlepieńców złożonych z ziaren kwarcu, okruchów węgla, wapieni i czarnych łupków. W spągu osadów występuje (30-centymetrowy) zlepieniec podstawowy złożony z okruchów i otoczaków do kilku centymetrów średnicy, wapieni pelitycznych, spojonych ciemnoszarym ilastym spoiwem. W partiach zlepieńcowatych występują szare i kremowe okruchy wapieni, węgla, czarnych łupków, skał krystalicznych oraz szczątki roślinne. Piaskowce, podobnie jak iłowce i mułowce, są laminowane oraz przekątnie i konwolutnie warstwowane.

Utwory te są nadzwyczaj ubogie pod względem mikrofaunistycznym. Stwierdzono jedynie nieliczne okazy mikrofauny „fliszowej' i ślady mikrofauny mioceńskiej. Są to pojedyncze okazy *Elphidium* div. sp., *Praeorbulina glomerosa* (Blow), a także drobne globigeriny. Wieku iłowców i mułowców na podstawie dotychczasowych badań mikrofaunistycznych na razie ustalić nie można.

Na iłowcach leży prawie 25,5-metrowa seria zlepieńców i konglomeratów, złożonych z bloków, okruchów i otoczaków różnego typu skał głównie osadowych o średnicy od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów. Procentowo największy udział mają okruchy jasnoszarych wapieni, lokalnie o kremowym odcieniu oraz popielatych, szarych i stalowopopielatych, twardych, drobnoziarnistych piaskowców. Podrzędnie udział biorą różnego typu mułowce, głównie o ciemnych barwach, twarde, krzemieniste, ułamki i okruchy brązowych krzemieni oraz różne odmiany litologiczne średnioziarnistych piaskowców (często glaukonitowych). Sporadycznie występują drobne okruchy drobnoziarnistej różowej skały krystalicznej, litologicznie zbliżonej do granitu. Materiał wchodzący w skład zlepieńców spojony jest ciemnym ilastym lepiszczem. Przykryte są one 72,5-metrową warstwą (głęb. 3294,5–3367,0 m) piaskowców średnio- i gruboziarnistych, popielatych, o odcieniu zielonawoniebieskawym, dość twardych, wapnistych, przechodzących miejscami w mułowce. Piaskowce zbudowane są ze źle obtoczonych ziarn kwarcu, zawierają także muskowit i glaukonit. Ponadto w piaskowcach występuje dużo różnej wielkości okruchów łupków ciemnych oraz liczne szczątki roślinne. Upad warstw wynosi 5°.

Gipsy i iły z gipsami oraz anhydryty i sole kamienne (warstwy wielickie) ($_{gi}M_2$) stwierdzone zostały jedynie w północno-wschodniej części omawianego arkusza na wschód od Skawiny oraz wierceniami pod Karpatami (Tokarnia IG-1). Leżą one na warstwach skawińskich, a przykryte są warstwami chodenickimi. Na obszarze objętym arkuszem osady warstw wielickich stwierdzono na powierzchni

w okolicy Sobonowic (Garlicki, 1964, 1968). Są to iły szare, margliste, z licznymi okruchami gipsów i anhydrytów oraz soli kamiennej. Występują tu także wkładki iłowców gipsowych oraz piaski. Miąższość tych osadów na omawianym obszarze jest trudna do określenia. W kierunku wschodnim, w rejonie Wieliczki, wynosi około 110 m. W osadach tych nie znaleziono fauny.

Gipsy, anhydryty i iłowce występują na obszarze arkusza w lokalnych odsłonięciach między Sidziną a Swoszowicami. W rejonie Swoszowic występują wapienie i margle siarkonośne miąższości od 0,5 do 3,0 m. Należy podkreślić, że opisywane utwory są aktualnie bardzo słabo odsłonięte; występują głównie na hałdach poeksploatacyjnych. Jak wynika z pracy Garlickiego (1964) siarka występowała w marglach w postaci nieregularnych gniazd, buł i ławic zmiennej miąższości.

Iły, iłowce, łupki, mułowce i mułowce dolomityczne (warstwy chodenickie) ($_{iic}M_2$) występują w rejonie Opatkowic, Wróblowic i Swoszowic na warstwach wielickich i przykryte są warstwami grabowieckimi. Wykształcone są w postaci szarych iłów, iłowców i mułowców dolomitycznych oraz łupków marglistych, miejscami nieco zapiaszczonych. Zawierają mikrofaunę ze *Spinalis* i *Globigerina bulloides* (d'Orbigny) wskazującą na powstanie osadów w badenie środkowym. Ich miąższość nie przekracza 100 m.

Iły i piaskowce (warstwy grabowieckie) ($_{ipc}M_2$) występują na niewielkim obszarze na południe od Czechowic-Dziedzic oraz w rejonie Rajska–Kosocic. W rejonie Czechowic-Dziedzic przez Nowaka (1959) były one określane jako warstwy grabowieckie, a na mapach Nowaka (1966a, b) oraz Ryłko i Paula (1994, 1998) zostały zaznaczone jako warstwy skawińskie. Konior (1938) interpretował je natomiast jako utwory plejstoceńskie. Są to szare mikowe iły piaszczyste, ku górze przechodzące w słomkowe piaski drobnoziarniste. Występują w słabozwięzłych ławicach o maksymalnej miąższości 50 cm, oddzielonych cienkimi warstwami iłów o grubości 1–5 cm. Odsłonięcia piasków warstwowanych iłami zaobserwowano w Dziedzicach Górnych, w wyraźnej krawędzi nad Wapiennicą. Piaski wykazują tam upady rzędu 20° i są przykryte serią karpackich żwirów, których spąg znajduje się na wysokości 270–275 m n.p.m. (20–25 m ponad Wapiennicą).

W rejonie Swoszowic są to drobnoziarniste piaski przeławicone iłami. Zawierają mikrofaunę ze *Siphotextulana inopinata* Łuczkowska, *Bulimina insignis* Łuczkowska i *Cibicides crassiseptatus* Łuczkowska. Miąższość ich dochodzi do 100 m. Leżą one na warstwach chodenickich w niezgodności kątowej, co obserwować można było w czasie budowy południowej obwodnicy autostrady do Tarnowa. Wcześniej taką sytuację opisali Poborski i Skoczylas-Ciszewska (1965).

Piaski i piaskowce (piaski bogucickie i piaski z Rajska) ($_{ppc}M_2$) są najmłodszymi osadami mioceńskimi na omawianym obszarze zapadliska przedkarpackiego. Wykształcone są jako piaski drobno- i średnioziarniste, lokalnie przeławicone cienkimi wkładkami iłów. Miejscami są scementowane i występują w postaci piaskowców. Miąższość ich wynosi około 50 m.

Mułki i iły z florą oraz lignit, z wkładkami piasków i żwirów (warstwy orawskie i warstwy czarnodunajeckie) ($_{mi}M_2$) wyróżniane są na terenie zapadliska orawsko-nowotarskiego (orawskiego). Warstwy czarnodunajeckie i orawskie stwierdzono otworami Czarny Dunajec IG-1 (otw. 127) i Koniówka IG-1 (otw. 126). Leżą one w ciągłości sedymentacyjnej (Gaździcka i in., 2013). Odsłonięcia warstw czarnodunajeckich znajdują się wzdłuż doliny Czarnego Dunajca, między Chochołowem a Koniówką. Są to najstarsze osady zapadliska orawsko-nowotarskiego. Składają się na nie żwiry, piaski, mułki, namuły ilasto-pyłowate z florą i wkładki lignitu. Kompletne profile warstw czarnodunajeckich występują w otworach Czarny Dunajec IG-1 i Koniówka IG-1, gdzie osiągają miąższości 260 i 105,7 m. W spągu kompleksu występują 30-metrowej miąższości osady żwirowo-piaszczyste, składające się z wielu nakładających się na siebie warstw żwirowych z licznymi głazikami, rozdzielonych warstwami i soczewkami mułowcowo-piaszczystymi. W warstwach zlepieńców głaziki ułożone są bezładnie, a spoiwo ich jest ilasto-piaszczyste. Ku górze profilu pojawia się więcej osadów drobnoziarnistych – piaski, mułowce, miejscami margliste lub z dużą zawartością szczątków roślinnych, w tym warstwy lignitu. Według Watychy (1977a) w dolnej części kompleksu w zlepieńcach występują głównie głaziki pochodzące z płaszczowiny magurskiej, zaś ku górze zwiększa się ilość materiału skalnego reprezentującego flisz podhalański i serie pienińskie. Obserwacje terenowe i analizy petrologiczne wykonane w ramach reambulacji arkusza (Gaździcka i in., 2013) wskazują na występowanie w zlepieńcach, także skał tatrzańskich (dolomity, kwarcyty, skały krystaliczne).

Warstwy czarnodunajeckie charakteryzuje cykliczność sedymentacji. Kolejne cykle depozycyjne zaczynają się osadami gruboziarnistymi – żwirami lub piaskami, a kończą warstwami iłów, często z dużą ilością zwęglonych szczątków roślinnych, w tym lignitu. W Potoku Bystrym na północ od Miętusowa znajduje się dwumetrowej miąższości warstwa tufitów riolitowych (Sikora, Wieser, 1977; Birkenmajer, 1979). Ich pozycja stratygraficzna określona została na podstawie badań palinologicznych na miocen górny (Tran Din Nghia, 1974; Oszast, Stuchlik, 1977; Cieszkowski, 1992, 1995). Niewykluczony jest też wiek środkowomioceński (Lesiak, 1994). Natomiast Woźny (1976), na podstawie badań ślimaków słodkowodnych, określił ich wiek na oligoceńsko-dolnomioceński.

Miocen górny – M_3

Łupki ilaste, iłowce, mułowce, bloki skalne (olistolity), łupki i piaskowce ($_{łic}M_3$) należące do serii andrychowskiej odsłaniają się głównie wzdłuż nasunięcia karpackiego w zachodniej części terenu arkusza oraz w niewielkich oknach tektonicznych na południe od Kęt. Litologicznie kompleks ten stanowią utwory łupkowe i mułowcowe z pojedynczymi wkładkami piaskowców. Osady te, opisane w pracach Wójcika i innych (1996a, b, c), stanowią matriks dla dużych olistolitów zawierających materiał pochodzący z płaszczowin podśląskiej i śląskiej. Obecne są również egzotyki skał magmowych,

metamorficznych i osadowych opisane przez Książkiewicza (1956a), Nowaka (1983) oraz Ryłko i Paula (2013b, 2015a). Kompleks ten stanowi również matriks dla skałek andrychowskich znajdujących się w rejonie Targanic, Pańskiej Góry, Inwałdu i Roczyn (Koszarski, 1992).

W próbkach pobranych z łupkowo-mułowcowego matriksu rejonu Domaczki, Olszewska i Garecka (Wójcik i in., 1996b) oznaczyły otwornice i nanoplankton wapienny miocenu dolnego. Na terenie badań miąższość kompleksu jest zmienna i waha się w granicach 120–150 m.

Popielate, ciemnopopielate i stalowe iłowce są przeważnie margliste. W wielu miejscach zawierają bardzo liczne żwiry i rumosze nieobtoczonych skał pochodzących z różnowiekowych serii fliszowych (od kredy dolnej po oligocen). Z fragmentów skał fliszowych zbudowane są duże olistolity w obrębie osadów mioceńskich. Alexandrowicz (1959) opisał je jako osady miocenu transgresywnego. W jednym z odsłonięć stwierdził on szare iłowce margliste z fragmentami czerwonych i zielonych margli oraz ułamkami łupków menilitowych. W iłowcach zaobserwowano bogate zespoły otwornic mioceńskich, które Alexandrowicz (1963) określił jako zespoły IIA i IIB. Ten ostatni jest wiązany z badenem górnym.

Skały fliszowe występujące w tym odsłonięciu, zarówno margle pstre, jak i warstwy menilitowe, są wyraźnie zmienione, a margle i łupki opisane w poszczególnych odsłonięciach są otoczone takimi samymi iłami. Między poszczególnymi seriami nie zaobserwowano kontaktów tektonicznych, trudno też te utwory uznać za transgresywne. Powyższe cechy oraz obecność w ich wychodniach skał zawierających mioceńskie mikroskamieniałości wskazują, że omawiane osady są olistostromą złożoną z różnowiekowych skał fliszowych osadzonych w zbiorniku mioceńskim. Na wcześniej wykonanych mapach oraz we wcześniejszych pracach wyróżniane były: skały krystaliczne, wapienie, margle, zlepieńce i łupki, które określano jako skałki andrychowskie występujące w spągu nasunięcia jednostki śląskiej na podśląską i przyjmowano, że są to porwaki tektoniczne.

Większość próbek pobranych do oznaczeń mikropaleontologicznych zawierała liczny materiał zdominowany przez planktoniczne otwornice i towarzyszące im mniej lub bardziej liczne, niekiedy przeważające, wapienne formy bentoniczne (Szydło *w*: Ryłko, Paul, 2013b; Ryłko, 2015b). Otwornice są typowe dla dolnobadeńskich (morawskich) osadów zapadliska przedkarpackiego: *Bolivina polonica* Bieda, *Brizalina dilatata* (Reuss), *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Bulimina gibba* Fornasini, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Siphonodosaria lepidula* (Schwager), *Spiroplectammina stelliga* Łuczkowska, *Uvigerina perorata* Pischvanova, *Bulimina striata* d'Orbigny, *Cassidulina margareta* Karrer, *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides immaturus* LeRoy, *Gyroidina soldani* d'Orbigny, *Melonis pompilioides* (Fitchel et Moll), *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Uvigerina asperula* Czjzek, *Valvulineria complanata* (d'Orbigny), *Paragloborotalia continuosa* (Blow), *Paragloborotalia mayeri* (Cushman et Ellisor) i *Nonion commune* d'Orbigny.

Łupki ilaste z wkładkami piasków i żwirów oraz bloki (olistolity) skał fliszowych ($_{lip}M_3$) zostały stwierdzone w północnej części terenu arkusza, u czoła nasunięcia karpackiego i włączone do tzw. jednostki Roczyn, która może odpowiadać jednostce zgłobickiej lub stebnickiej. W rejonie Andrychowa występują łupki ilaste, o miąższości 20–30 cm, rozdzielone cienkimi warstwami piaskowców lub piasków z pojedynczymi żwirami. Lokalnie występują też bloki (olistolity skał fliszowych). Wiek tych osadów w próbkach pobranych z łupków ilastych, na podstawie wyników badań nanoplanktonu, został określony na zonę nanoplanktonową 1 NN 8/9a, co odpowiada sarmatowi górnemu–panonowi (Wójcik, Jugowiec, 1998). Podobne zespoły oznaczyła Gaździcka (1994) w utworach krakowieckich (formacja z Machowa) we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Sedymentacja omawianych osadów zachodziła w czasie zamykania się zbiornika mioceńskiego przed czołem nasuwających się Karpat.

Pliocen – Pl

Żwiry, piaski, mułki z florą, piaskowce, mułowce piaszczyste i ilaste, wkładki zlepieńców i węgla brunatnego, lignit oraz mułowce ilaste z florą (warstwy z Mizernej, warstwy z Podczerwonego i warstwy z Koniówki) ($_{żpm}$Pl**)**. Na terenie zapadliska orawskiego występują osady określane jako warstwy: z Mizernej, Podczerwonego i Koniówki. Są to zlepieńce, piaskowce, piaski, mułowce, często z dużą domieszką frakcji ilastej i zwęglonymi szczątkami roślinnymi. Niektóre sekwencje mułowcowo-ilaste zawierają dobrze zachowane liście, a także małej miąższości warstwy węgla brunatnego i lignitu. W zlepieńcach przeważają otoczaki fliszu podhalańskiego. Cykle depozycyjne charakteryzują się niekompletnym wykształceniem, co przejawia się brakiem poziomów żwirowych w wyższej części sukcesji. W spągu większości cykli występują warstwowane osady ilasto-piaszczyste, powyżej których sedymentacja jest zdominowana przez szarozielone mułki o bezładnej strukturze, zawierające konkrecje wapienne i liczne muszle ślimaków słodkowodnych i lądowych (m.in.: *Carichium marinae* Steklov, *Carichium plicatum* Steklov, *Carnifex oxystoma* Klein, *Helix* cf. *steinhaimensis* Klein, *Helix* cf. *pachystoma* Klein i *Hyalinia miocenica* Audreae) (Woźny, 1976). Warstwy z Koniówki na powierzchni widoczne są w dolinie Czarnego Dunajca oraz na południe od Starego Bystrego. Rozpoznane zostały także w wierceniach Koniówka IG-1 (otw. 126) oraz Czarny Dunajec IG-1 (otw. 127), gdzie osiągają miąższość odpowiednio 202,7 m i 145,3 m. Florę liściastą z odsłonięć na Domańskim Wierchu badała Zastawniak (1972), przypisując jej wiek plioceński. Podobne wnioski uzyskali Oszast i Stuchlik (1977). Woźny (1976), analizując zespoły słodkowodnych ślimaków, określił wiek tego kompleksu jako najwyższy miocen. Podobne stanowisko przyjął Watycha (1977a).

Powyżej warstw z Koniówki występują piaskowce, mułowce piaszczyste lub ilaste z konkrecjami wapiennymi oraz nieliczne poziomy żwirowe. Lokalnie występują poziomy węgla brunatnego osiągające

miąższość 1 m, określane warstwami z Podczerwonego. Podobnie jak w warstwach leżących bezpośrednio poniżej, cykle depozycyjne są niepełne. Zaczynają się poziomami piaszczystymi, które przechodzą w kompleksy mułowcowo-ilaste, laminowane lub o strukturze bezładnej. Nagromadzenia znacznych ilości szczątków roślinnych w najwyższej części cykli sedymentacyjnych wskazują na przejście do sedymentacji bagiennej. Seria ta zajmuje centralną część zapadliska orawsko-nowotarskiego. Jej odsłonięcia znajdują się w dolinie Czarnego Dunajca między Koniówką a Podczerwonym oraz na zboczach Domańskiego Wierchu, w rejonie Cichego Dolnego. Została też stwierdzona w profilu otworu Czarny Dunajec IG-1 (otw. 127), gdzie osiąga miąższość 202,7 m. W profilu tym Woźny (1976) opisał skorupki ślimaków lądowych, a plioceński wiek osadów określiła Oszast (1970a) na podstawie badań palinologicznych.

Podobnie wykształcone są warstwy z Mizernej. Są to zlepieńce, żwiry, piaski i mułki ze szczątkami roślinnymi. Stanowią najmłodszy neogeński kompleks osadowy zapadliska orawsko-nowotarskiego, przykryty serią żwirów wodnolodowcowych najstarszego plejstocenu. Dotychczas uważano, że kryterium pozwalającym oddzielić od siebie warstwy z Podczerwonego i warstwy z Mizernej jest skład petrologiczny żwirów. W kompleksie plioceńskim mają występować wyłącznie otoczaki fliszu podhalańskiego (głównie drobnoziarniste piaskowce warstw chochołowskich i ostryskich – Kukulak, 1998). Profil ich jest znany z otworu Domański Wierch 1 (otw. 129) oraz z odsłonięć powierzchniowych znajdujących się na południe od Starego Bystrego. W rejonie przysiółka Skałka warstwy te występują bezpośrednio na seriach pienińskich. Jednak najlepiej rozpoznane zostały we wschodniej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, w rejonie Mizernej, gdzie występują osady zawierające nagromadzenia flory lądowej. Oszast (1970b, 1973) na podstawie analizy palinologicznej określiła wiek sukcesji osadowej z otworu Domański Wierch-1 (otw. 129) jako pliocen górny.

Iły, piaski i żwiry rzeczne oraz mułki z florą ($_{ipż}$Pl) występują w obrębie zapadliska orawsko-nowotarskiego. W wykonanym otworze hydrogeologicznym Jabłonka 3 (otw. 125) stwierdzono w górnej części profilu osady organiczne zawierające ziarna pyłku drzew wiązane z wczesnym plejstocenem i późnym pliocenem. Poniżej występowała seria żwirowo-piaszczysta zawierająca znaczny udział otoczaków pochodzenia tatrzańskiego. Pierwotnie przyjęto, że są to osady czwartorzędowe (Chowaniec i in., 2011). Wyniki badań palinologicznych (Granoszewski, inf. ustna) wykonane dla osadów ze stropu profilu wskazują jednoznacznie, że są to utwory plioceńskie. Ekspertyza palinologiczna wykonana przez Granoszewskiego (materiały niepublikowane) z próbek pobranych z głębokości 3,4–4,0 m wykazała obecność ziaren pyłku *Betula* oraz *Pinus diploxylon* i *Pinus haploxylon*, które stanowią istotną część spektrów pyłkowych. Brak elementu paleotropikalnego sugerowałby plioceński wiek spektrów pyłkowych z Jabłonki (Sadowska, Winter, 2003). Sadowska i Ziembińska-Tworzydło (2003) piszą o braku elementów ciepłolubnych na południu Polski (Kotlina Orawsko-Nowotarska) już w miocenie górnym.

CZWARTORZĘD – Q

Utwory czwartorzędowe na terenie omawianego arkusza są trudne do korelacji stratygraficznej ze względu na ich fragmentaryczne zachowanie, spowodowane występowaniem młodych ruchów tektonicznych, w tym zapadlisk śródgórskich, lodowców górskich w rejonie najwyższych grzbietów beskidzkich (Babiej Góry i Pilska) oraz słabe odsłonięcie ich profili. Dodatkową trudnością są zmiany w nazewnictwie jednostek stratygraficznych czwartorzędu w czasie wykonywania poszczególnych arkuszy SMGP (tabl. I) i rozwój poglądów na stratygrafię czwartorzędu tej części Polski. Najczęściej dla stratygrafii utworów czwartorzędowych stosuje się kryteria geomorfologiczne, takie jak położenie w stosunku do współczesnych koryt rzecznych. Bardzo mało natomiast jest danych paleontologicznych oraz radiometrycznych datujących te osady.

W części północnej obszaru arkusza problemy związane z utworami czwartorzędowymi, w tym w rejonie przedgórza Karpat, nie zostały dotychczas rozwiązane. Według Stupnickiej (1963) oraz Ryłko i Paula (1994, 1998) na omawiany obszar lądolód nasunął się dwukrotnie w okresie zlodowaceń Sanu 1 i Odry. Poglądy te dowiązują do badań prowadzonych na terenie Bramy Morawskiej przez geologów czeskich (Macoun i in., 1965; Macoun, 1985). Nie znaleziono jednak dowodów na dwukrotne zlodowacenie obszaru omawianego arkusza. Z badań w rejonie Kończyc wynika, że lądolód nasunął się przed interglacjałem augustowskim (Wójcik i in., 2004).

Plejstocen – Pt

Plejstocen dolny – Pt_1

Kompleks preglacjalny – Pr

Mułki, piaski i żwiry rzeczne ($^{f}_{m}Pr$) to utwory o bliżej nieustalonej pozycji stratygraficznej, mogące być według Klimka (1972) osadami staroczwartorzędowymi lub plioceńskimi. Na terenie arkusza pod utworami lodowcowymi występują obniżenia wypełnione mułkami oraz piaskami i żwirami o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. W północno-zachodniej części badanego obszaru są one co najmniej dwudzielne i prawdopodobnie różnowiekowe. Przyjęto, że spągowa seria tych osadów, wypełniająca obniżenia w utworach mioceńskich, jest preglacjalna. W profilach otworów wiertniczych na północ od doliny Wisły, w okolicy Rudołtowic, strop tych osadów występuje na wysokości około 230 m n.p.m. Leżą one bezpośrednio na iłach mioceńskich (warstwy skawińskie) i mają miąższość od 5 do 10 m. W spągu są to żwiry piaskowcowe i piaski, a w stropie – mułki i iły oraz szare iły piaszczyste będące prawdopodobnie kopalnymi madami rzecznymi. Na terenie arkusza utwory te występują pod glinami zwałowymi lub osadami rzeczno-lodowcowymi zlodowaceń południowopolskich.

Gliny, piaski, żwiry i głazy rzeczne tarasów 110,0–120,0 m n.p. rzeki ($^{f}_{g}Pr^{tl}$). Do najstarszych osadów rzecznych należą najwyżej położone utwory preglacjalnych stopni tarasowych.

Są to żwiry o różnej wielkości okruchów, występujące wśród piasków i glin. Zachowały się one fragmentarycznie i występują na obszarze całego arkusza w postaci izolowanych płatów na powierzchni terenu, jak również stwierdzane były w profilach otworów wiertniczych. Odsłonięcia omawianych osadów występują w obrębie przysiółka Kręplowie w pobliżu kapliczki na wysokości około 430,0–437,0 m n.p.m. Ich miąższości oszacowano na kilka metrów. O żwirach pisali wcześniej Szaflarski (1932) i Stupnicka (1963). Obecny ich strop znajduje się na granicy maksymalnego zasięgu wysokościowego występowania osadów lądolodu skandynawskiego w Karpatach, czyli około 500 m n.p.m. (Klimaszewski, 1948; Dudziak, 1961). Na powierzchni ukazują się one także w przełomowym odcinku doliny Soły ponad zaporą w Tresnej, powyżej maksymalnego zasięgu osadów lodowcowych, a poniżej wylotu Soły z Beskidu Małego.

Na terenie Orawy zagadnienie występowania pokryw rzecznych jest złożone i dyskusyjne. Na dziale wodnym Czarnego Dunajca i Orawy oraz w rejonie grzbietu Domańskiego Wierchu na wysokości około 760,0 m n.p.m. (przy wschodniej granicy obszaru arkusza) występują żwiry, które Watycha (1977a, 1971a) koreluje ze żwirami przewierconymi w otworze Domański Wierch (otw. 129) do głębokości około 93 m (głębokość, na której przyjęto granicę utworów czwartorzędu z osadami pliocenu górnego). Nie można jednak wykluczyć, że miąższość tych osadów jest znacznie mniejsza i wynosi jedynie kilkanaście metrów, gdyż na podstawie badań paleobotanicznych nie można jednoznacznie postawić granicy pomiędzy osadami pliocenu górnego a osadami czwartorzędu. Pod względem genetycznym są to utwory stożków napływowych potoków Cichego, Bystrego oraz Wielkiego Rogoźnika, składające się z wielu warstw żwirowych, rozdzielonych warstwami osadów ilastych i namułów ze szczątkami roślinnymi (Urbaniak, 1960). Miejscami pojawiają się w nich przeławicenia piasków. Główny składnik żwirów stanowią dobrze ogładzone otoczaki piaskowców o średnicy od 5 do 30 cm, pochodzące z fliszu podhalańskiego (Watycha, 1977a). Analizy palinologiczne (*w*: Watycha, 1971a, 1977a) wykazały współwystępowanie zarówno zespołów palinomorf typowych dla czwartorzędu, jak i starszych, mioceńskich, znajdujących się na wtórnym złożu. Osady plejstocenu dolnego (preglacjału) według Watychy (1971a, 1977a) występują także w otworze Wróblówka 1 (nr archiwalny – 111648) (Watycha, 1977b) na głębokości 110,0–112,5 m. Reprezentują one osady stożków napływowych potoków płynących z północy, z płaszczowiny magurskiej Karpat (m.in. Potoku Pieniążkowickiego). Składają się z różnej wielkości okruchów piaskowców, ostrokrawędzistych lub dobrze obtoczonych, zielonoszarych, pochodzących z warstw magurskich.

Plejstocen środkowy – Pt_2

Kompleks południowopolski – Pd

Utwory kompleksu zlodowaceń południowopolskich są mocno zredukowane i zachowane w postaci niewielkich płatów.

Gliny, piaski, żwiry i głazy rzeczne tarasów 60,0–75,0 m n.p. rzeki ($_{g}^{f}Pr^{(III)}$) występują wzdłuż większych dolin karpackich, przy czym ich wysokość jest zmienna w zależności od wielkości doliny. Na terenie Kotliny Żywieckiej najwyżej położone osady rzeczne stwierdzono na spłaszczonym garbie między Lipową a Pietrzykowicami (Dudowe Pola) (Wójcik, 1996). Powierzchnia akumulacyjna tej pokrywy leży na wysokości około 112–115 m nad korytem Soły w Żywcu oraz około 70–75 m nad poziomem potoków Żarnówka i Wieśnik. Jest to najwyższy i zarazem najstarszy poziom z osadami rzecznymi w obrębie Kotliny Żywieckiej. Miąższość pokrywy akumulacyjnej można oszacować na 7–10 m. Nie jest wykluczone, że utwory te mogą być tego samego wieku, co pokrywa wysoka w Tresnej.

Na podobnej wysokości utwory rzeczne stwierdzono na terenie Kotliny Orawskiej. Na dziale wodnym Czarnego Dunajca i Orawy, na wysokości około 740 m n.p.m. występują żwiry, pod pokrywą utworów lessopodobnych, które mogły osadzić się w czasie zlodowaceń kompleksu południowopolskiego. Ze względu na występujące na tym obszarze ruchy tektoniczne określenie wieku omawianych osadów jest bardzo trudne i wymagałoby przeprowadzenia dodatkowych prac.

W dolinie Raby na północny wschód od Myślenic, na niewielkim wzniesieniu, na cokole skalnym zbudowanym z warstw istebniańskich, leżą żwiry o miąższości od 2,5 do 10,0 m. Występują one obecnie na wysokości 60,0–70,0 m nad współczesnym korytem Raby. Składają się wyłącznie z otoczaków skał karpackich. Powstanie tego poziomu erozyjno-akumulacyjnego wiąże się najprawdopodobniej z okresem maksymalnego rozprzestrzenienia się lądolodu skandynawskiego. Osady te zostały złożone przed czołem lądolodu. Ze względu na ich położenie hipsometryczne można by je uznać za osady starsze od kompleksu południowopolskiego, lecz brak jest na to przesłanek.

Gliny zwałowe ($_{gzw}^{g}Pd$) występują w północnej części terenu arkusza i leżą najczęściej pod utworami rzeczno-lodowcowymi. Są to szare i brunatne, słabo wapniste i bezwapniste gliny o miąższości od 3 do 15 m, zawierające materiał krystaliczny oraz głaziki piaskowcowe, najprawdopodobniej pochodzące z fliszu. Na terenie Karpat odsłaniają się one jedynie lokalnie na stokach garbu Rudzicy, na północ od miejscowości Czaniec. Miejscami zachował się jedynie materiał żwirowy i głaziki oraz bloki krystaliczne pochodzące z rozmycia glin zwałowych i utworów lodowcowych.

Gliny zwałowe stwierdzono także w płytkich otworach wiertniczych na północ od Czechowic-Dziedzic, gdzie osiągają miąższość do 10 m. W okolicach Kęt, w rejonie cegielni zostały opisane przez Jahna (1952) jako szare, popielate, miejscami brunatne gliny lub iły silnie wapniste ze żwirami. Lokalnie, w ich stropie lub spągu, występują warstwy piasków. Prawdopodobnie znaczna część utworów lodowcowych uległa erozji w młodszych okresach plejstocenu. Gliny morenowe stwierdzono także w okolicach Wadowic, Woźnik i Grabia. Są to najczęściej gliny piaszczyste zawierające otoczaki granitów.

We wschodniej części terenu arkusza gliny zwałowe odsłaniają się w rejonie grzbietu Kiełek, między Krzywaczką a Głogoczowem oraz występują pod nadkładem na wschód od Głogoczowa. Ich miąższość wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do 2,0–3,0 m. Utwory te, przykryte lessami, widoczne są w niewielkich odsłonięciach.

Piaski, żwiry i głazy lodowcowe oraz gliny zwałowe ($^{g}_{pz}$Pd) są związane z maksymalnym zasięgiem lądolodu na terenie Polski południowej. Rozpoznano je m.in. w dolince wciosowej prawobocznego dopływu Soły, w rejonie przysiółka Kozłówka na granicy Beskidu Małego i Pogórza Śląskiego, gdzie odsłaniają się czerwone i różowe głazy granitowe oraz żwiry krystaliczne pochodzenia północnego. W potokach, w bezpośrednim sąsiedztwie opisywanego odsłonięcia stwierdzono pojedyncze głazy eratyczne, prawdopodobnie przemieszczone po ich osadzeniu. Na terenie Bielska-Białej w profilu jednego z otworów wiertniczych opisano żwiry, wśród których stwierdzono skały krystaliczne. Być może jest to pokrywa związana z pobytem lądolodu na tym terenie. Nie jest jasne, czy lądolód skandynawski wkroczył Bramą Wilkowicką na teren Kotliny Żywieckiej. Wyjaśnienia wymaga pochodzenie głazów skał krystalicznych, m.in. różowych granitów w rejonie Gilowic.

Na wschód od doliny Skawy pojedyncze głazy eratyczne różnej wielkości są dosyć często spotykane do wysokości 300–380 m n.p.m. (Książkiewicz, 1951a) w Bibicach, Przytkowicach, Leńczach oraz w okolicach Woźnik, Nowej Wsi, Woli Radziszowskiej, Czernichowa, Harbutowic, na południe od Myślenic i koło Swoszowic.

Żwiry i piaski, przewarstwiane niekiedy glinami, występują także w rejonie Głogoczowa. W trakcie prac przy drodze szybkiego ruchu Kraków–Zakopane, na wysokości 300–310 m n.p.m., odsłonięty został profil warstwowanych piasków i drobnookruchowych żwirów, wśród których występowały pojedyncze otoczaki skał krystalicznych. Na wschód od Głogoczowa, w kierunku miejscowości Włosań, na wysokości około 340 m n.p.m., odsłaniają się piaski i żwiry zawierające otoczaki skał krystalicznych północnych. Liczne odsłonięcia tych osadów znajdują się w płytkich wcięciach erozyjnych na południe od Polanki Haller.

Największe powierzchniowo wychodnie tego rodzaju osadów stwierdzono w rejonie Swoszowic. Jest z nich zbudowane wzniesienie Łysej Góry (273,6 m n.p.m.). Znajdują się tutaj warstwowane piaski i żwiry, zawierające pojedyncze bloki i głazy czerwonych i różowych granitów. W wierceniach do głębokości 6,8 m występują żwiry przewarstwiane piaskami z drobnookruchowymi żwirkami, a niżej – warstwy glin oraz glin ze żwirami, poprzewarstwiane piaskami. Miąższość osadów glacjalnych przekracza 10 m. Występują one na erozyjnej powierzchni, która znajduje się obecnie 15,0–30,0 m nad współczesnym korytem Wilgi. Żwiry i piaski lodowcowe występujące na południe od Polanki Haller oraz te z Łysej Góry leżą na podobnej wysokości — około 270 m n.p.m.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($^{fg}_{pż}$Pd) występują lokalnie na utworach lodowcowych lub glinach zwałowych. Wykształcone są jako warstwowane piaski i żwiry zawierające otoczaki skandynawskich

granitów oraz pojedyncze żwiry kwarcytowe. Miejscami leżą bezpośrednio na iłach mioceńskich, gdzie mają miąższość co najmniej 20 m. Prawdopodobnie jest to seria utworów rzeczno-lodowcowych z transgresji lądolodu zlodowaceń kompleksu południowopolskiego.

Omawiane osady występują w północnej części terenu arkusza w Bodzowie. Ich miąższość waha się od kilku do 20 m. Ku wschodowi maleje miąższość serii piaszczysto-żwirowej, a wraz z nią zawartość frakcji żwirowej. Osady rzeczno-lodowcowe cechują się występowaniem różnorodnych struktur sedymentacyjnych i wysokokątowego warstwowania przekątnego oraz udziałem w materiale piaszczystym prawie wyłącznie żwirków białego i mlecznego kwarcu. Inne żwiry krystaliczne nie występują lub zdarzają się tylko ich pojedyncze okazy. Osady te leżą na piaskach i żwirach rzecznych zlodowaceń kompleksu południowopolskiego, a są przykryte przez lessy. Nie jest jasne, czy są to utwory piaszczyste złożone przez wody wypływające z lądolodu zlodowacenia Odry i odprowadzane z terenu Płaskowyżu Rybnickiego i Wysoczyzny Kończyckiej ku wschodowi, czy związane są z regresją lądolodu w czasie jego maksymalnego rozprzestrzenienia się na południe.

W dolinie Wisły między Wielkimi Drogami a Skawiną występuje szeroka strefa zajęta przez piaski. Są to piaski żółtawe, dość ilaste (szczególnie ku górze), kwarcowe, pozbawione przeważnie ziaren grubszych (z wyjątkiem ziaren wapieni i głazów eratycznych) i otoczaków karpackich. Zbudowana jest z nich płaska równina na prawym brzegu Wisły. Miąższość piasków jest trudna do określenia. Przyjmuje się, że może ona wynosić około 20 m. Ku północy miąższość piasków zmniejsza się, zapewne wskutek denudacyjnego obniżania się ich powierzchni ku dolinie Wisły.

W dnie Kotliny Orawskiej, w otworze Wróblówka 1 na głębokości 90–104 m Watycha (1971a) opisał osady zastoiskowe i wodnolodowcowe zlodowacenia południowopolskiego. Zagadnienie powstania tych osadów jest co najmniej dyskusyjne, gdyż nie ma na ich genezę wiarygodnych przesłanek. Watycha (1976b) przyjął, że są to osady zastoiskowe. Ich dolna część składa się z kilkumetrowej warstwy żółtawych i zielonych namułów ilasto-piaszczystych z otoczakami, głównie kwarcytowymi. Ku stropowi przechodzą one w osady złożone z cienkich warstewek ilastych przekładanych warstewkami pyłowato-piaszczystymi, podobnymi do iłów warwowych. Nie jest wykluczone, że w dolnej części są to fragmenty utworów morenowych.

Gliny, piaski, żwiry i głazy rzeczne tarasów 40,0–60,0 m n.p. rzeki ($_{gpż}^{f}Pd^{(III)}$). Ślady tego tarasu w postaci niewielkich spłaszczeń stwierdzono na terenie Kotliny Żywieckiej w rejonie Pietrzykowa oraz między Lipową i Godziszką (Wójcik, 1996). W Pietrzykowicach występuje słabo zachowana pokrywa żwirowa. Osady rzeczne przykryte młodszymi osadami lessopodobnymi można obserwować na północ od Pietrzykowic, na spłaszczonym garbie ponad doliną potoku Wieśnik, na wysokości 40–60 m n.p. rzeki. Poziomowi temu odpowiadają osady rzeczne przykrywające niewielkie spłaszczenie nad Kalonką w Słotwinie oraz nad Potokiem Granicznym. Wiek tego poziomu jest trudny do ustalenia. Przypuszczalnie powstanie tych utworów można powiązać ze zlodowaceniami kompleksu południowopolskiego.

W Kotlinie Jeleśni osady rzeczne składają się ze żwirów piaskowcowych, dosyć dobrze obtoczonych, o średnicy otoczaków 5–15 cm oraz z glin. Utwory te leżą około 40–60 m nad dnami współczesnych dolin. W strefach podlegających tektonicznemu obniżeniu omawiane tarasy mogą mieć mniejszą wysokość, która zmniejsza się także z biegiem rzek. Między Jeleśnią a Krzyżową (powyżej kościoła) na prawym zboczu doliny, na cokole skalnym, ściętym na wysokości 490,0 m n.p.m., leży 8–10-metrowa warstwa żwirów, a na nich gliny soliflukcyjne z okruchami piaskowców. Żwiry odsłaniają się w tym rejonie także we wcięciach dróg około 20–22 m nad tarasem zaliczanym do kompleksu zlodowaceń północnopolskich. Również do tego poziomu należy zaliczyć żwiry odsłaniające się w krawędzi erozyjnej Suseńskiego Potoku, gdzie na ściętym erozyjnie cokole skalnym (zbudowanym z warstw podmagurskich), o wysokości 490,0–493,0 m n.p.m., leży warstwa żwirów o miąższości od 2,5 do 3,0 m, przykryta glinami żółtobrunatnymi (deluwialno-eolicznymi i zwietrzelinowymi). Do poziomu tego najprawdopodobniej należą również żwiry gliniaste, leżące na wysokości 540,0 m n.p.m. w Sopotni Wielkiej (około 40 m nad dnem doliny).

W północnej części obszaru arkusza Bielsko-Biała, w profilach otworów zlokalizowanych w dolinie Wisły stwierdzono żwiry i piaski rzeczne, w których obrębie lokalnie występują wkładki mułków piaszczystych. Miąższość tych osadów oszacowano na ponad 20 m. Ich strop znajduje się na wysokości około 240 m n.p.m. i obniża się nieznacznie ku północy. Omawiane utwory leżą bezpośrednio na osadach podłoża podczwartorzędowego – iłach i łupkach środkowomioceńskich. Ich rozprzestrzenienie jest związane z lokalnymi kopalnymi rynnami erozyjnymi, a akumulację powiązano z omawianym piętrem plejstocenu. Nie można jednak wykluczyć, że są to w części osady starsze, interglacjalne.

Wzdłuż doliny Wieprzówki omawiane utwory leżą około 20–25 m nad współczesnym korytem rzeki (Bober i in., 1980).

W Kotlinie Orawskiej do opisywanego wydzielenia zostały włączone osady tzw. najwyższego zasypania (Watycha, 1977b), stwierdzone po zachodniej stronie doliny Czarnego Dunajca między Chochołowem a Zaskalem. Składają się one w 95% z otoczaków, żwirów i piasków ułożonych bezładnie, o średnicy ziarna malejącej ku górze, przyniesionych z Tatr. Skały krystaliczne są w nich silnie zwietrzałe. Prawdopodobnie na terenie zapadliska orawskiego w otworze Wróblówka 1 (Watycha, 1976b) występują one na głębokości kilku metrów, a miejscami 40–60 m poniżej powierzchni terenu.

Kompleks środkowopolski – Ś

Interglacjał mazowiecki – Ma

Żwiry i piaski rzeczne ($_{żp}^{f}$Ma). Na obszarze omawianego arkusza osadów interglacjału mazowieckiego na powierzchni dotychczas nie stwierdzono. W otworze Wróblówka 1 Watycha (1976b) przyjął, że warstwa osadów rzecznych na głębokości 65–72 m, składająca się z różnoziarnistych piasków z przewarstwieniami

żwirów, należy do interglacjału wielkiego (mazowieckiego). W żwirach, których ilość zwiększa się ku stropowi profilu osadów, dominuje materiał tatrzański z domieszką otoczaków piaskowców reprezentujących flisz podhalański i magurski, co można wiązać ze schyłkiem okresu ciepłego. Zwiększona ilość kwarcytów w piaskach różnoziarnistych, występujących w nadległej 3-metrowej warstwie, świadczy o nadejściu nowego okresu zimnego (Watycha, 1977a).

W północno-wschodniej części obszaru arkusza interglacjał zaznaczył się głównie erozją. Rzeki wcinały się w podłoże skalne na głębokość około 20 m. W dolinie Wisły została wycięta rynna schodząca 10 m poniżej współczesnego poziomu koryta (Tyczyńska, 1968a, b). Dno rynny wypełniają osady piaszczyste i żwirowe z okresu zlodowaceń środkowopolskich (Tyczyńska, Chmielowiec, 1988). Również w północno-zachodniej części terenu arkusza liczne przesłanki wskazują na głęboką erozję w interglacjale mazowieckim (wielkim) i znaczną akumulację. Osady rzeczne występują tu w postaci izolowanych płatów. Leżą one na nierównym podłożu wyciętym w iłach mioceńskich. Są to żwiry, piaski ze żwirami oraz piaski różnoziarniste, a w stropie piaski i mułki. Miąższość pokrywy akumulacyjnej wynosi około 20 m. Akumulację tej serii można wiązać z podparciem doliny przez lądolód w okresie odpowiadającym zlodowaceniu Odry i związaną z tym zmianę wysokości bazy erozyjnej.

Gliny, piaski i żwiry rzeczne tarasów 35,0–45,0 m n.p. rzeki ($_{gpż}^{f}\acute{S}^{(IV)}$) stwierdzono m.in. na terenie Kotliny Żywieckiej, wzdłuż doliny Leśnianki (Wójcik, 1966). Taras zachowany jest w postaci płatów osadów występujących na niższych częściach garbów. Stwierdzono je w Lipowej, gdzie pokrywają spłaszczony garb, oraz między Lipową a Pietrzykowicami, na południe od najwyżej położonej pokrywy żwirowej w Kotlinie Żywieckiej. Z rozkładu miąższości żwirów oraz wysokości cokołów skalnych wynika, że prawdopodobnie w czasie tworzenia się tego poziomu tarasowego Leśnianka płynęła w kierunku Łodygowic. Opisany powyżej taras w dolinie Leśnianki można skorelować z tarasami doliny Soły w rejonie Żywca. Odpowiada on osadom rzecznym odsłaniającym się we wschodniej części Kotliny Żywieckiej. Występujące tam żwiry tworzą kopalny poziom tarasowy o wysokości 30–35 m nad poziom rzeki. Prawdopodobnie został on utworzony w czasie odpowiadającym zlodowaceniu Odry.

Na podobnej wysokości osady rzeczne stwierdzono pod pokrywą lessów (mułków pyłowatych) w otworach kartograficznych na zachód od Żywca. Prawdopodobnie odpowiadają im osady rzeczne odsłaniające się w rejonie cegielni w Żywcu. Stwierdzono tu taras kopalny, zbudowany ze żwirów i piasków, których wychodnie można było obserwować również w dnie wyrobiska. Utwory należące do tego poziomu stwierdzono w otworze badawczym wykonanym dla SMGP (arkusz Bielsko-Biała – otw. 5), położonym około 0,7 km na zachód od ściany wyrobiska dawnej cegielni. Osady rzeczne tworzą także wyraźny stopień o wysokości 25–30 m ponad korytem Soły (Wójcik, 1996). Taras ten jest starszy od zlodowaceń kompleksu północnopolskiego. W profilu otworu osady rzeczne przykryte są przez zróżnicowane pokrywy soliflukcyjno-deluwialne

i eoliczne, co pozwala sądzić, że akumulacja piasków i żwirów mogła mieć miejsce w czasie zlodowacenia Odry.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($^{fg}_{pż}$Ś) odsłaniają się w niewielkich odkrywkach w północno-zachodniej części obszaru arkusza w Bodzowie. Nie zostały jednak zaznaczone na mapie geologicznej ze względu na jej skalę. Ich miąższość waha się od kilku do 20 m i maleje ku wschodowi, a wraz z nią maleje zawartość frakcji żwirowej. W osadach rzeczno-lodowcowych występują różnorodne struktury sedymentacyjne i wysokokątowe warstwowanie przekątne. Materiał piaszczysty składa się prawie wyłącznie ze żwirków białego i mlecznego kwarcu. Inne żwiry krystaliczne nie występują lub zdarzają się ich pojedyncze ziarna. Osady te leżą na piaskach i żwirach rzeczno-lodowcowych lub osadach rzecznych tarasów kompleksu zlodowaceń południowopolskich, a przykryte są przez lessy. Ich strop znajduje się na wysokości około 260–270 m n.p.m. Są to utwory złożone prawdopodobnie przez wody wypływające z lądolodu zlodowacenia Odry i odprowadzane z terenu Płaskowyżu Rybnickiego i Wysoczyzny Kończyckiej ku wschodowi. Nie jest jednak wykluczone, że mogą być one starsze.

Gliny, piaski, żwiry i głazy rzeczne tarasów 20,0–35,0 m n.p. rzeki ($^{f}_{gp}$Ś^{tV}) występują na terenie Orawy w rejonie Domańskiego Wierchu, Koniówki, Rogoźnika, Chochołowa i Podczerwonego oraz między doliną Czarnego Dunajca a doliną Orawy (Baumgart-Kotarba, 1992). Wydzielenie to obejmuje utwory serii zaliczonych przez Watychę do zlodowaceń południowopolskiego i środkowopolskiego. Miąższość tych osadów wynosi zwykle kilka metrów, miejscami dochodzi do 10–15 m. Utwory te zostały udokumentowane wierceniem na Domańskim Wierchu (otw. 129). Omawiana seria składa się zwykle ze źle wysortowanych żwirów, zawierających otoczaki o różnej średnicy, maksymalnie dochodzącej do 35 cm. Występuje w nich zarówno materiał tatrzański: skały osadowe, węglanowe, krystaliczne i przeobrażone, jak i pochodzący z pienińskiego pasa skałkowego. Wśród otoczaków znajdują się otoczaki skał odpornych (kwarcyty werfeńskie). Pozostałe skały są w dużym stopniu zwietrzałe. Utwory te wiąże się ze stożkiem utworzonym przez wody spływające z Tatr, osadzone przez Czarny Dunajec i jego dopływy.

Wzdłuż większych dolin rzecznych w Karpatach, na obszarze arkusza, znajduje się wiele odsłonięć osadów rzecznych, występujących około 15–35 m nad współczesnymi korytami rzek. Są to utwory tarasów skalno-akumulacyjnych przykryte różnej miąższości mułkami lessopodobnymi. Część z nich występuje w dolnych odcinkach dolin. Zachowane są one w postaci niewielkich płatów i trudno je korelować w profilach podłużnych. Dlatego osady te potraktowano łącznie jako utwory rzeczne akumulowane w czasie zlodowaceń środkowopolskich. Do wydzielenia tego włączono również część osadów stożków napływowych, występujących u wylotu dolin z Beskidu Śląskiego i Małego, starszych od ostatniego zlodowacenia. Mają one większe rozprzestrzenienie niż stożki zlodowaceń północnopolskich.

Wzdłuż doliny Leśnianki wyróżniono dwa stopnie tarasowe o wysokości 25,0–35,0 i 25,0–28,0 m n.p. rzeki. Równie wyraźnie zaznacza się ten taras w Kotlinie Jeleśni i wzdłuż doliny Skawy, Wieprzówki i Raby. W dolinie Raby w Osieczanach, na wysokości około 20–30 m nad współczesnym korytem odsłaniają się żwiry i głazy o średnicy otoczaków do 10–20 cm.

Lessy i mułki lessopodobne ($^{e}_{1}$Ś) kompleksu środkowopolskiego nie odsłaniają się na powierzchni terenu. Na terenie omawianego arkusza są one najsłabiej rozpoznane i tylko w nielicznych profilach. Na terenie Kotliny Orawskiej mułki lessopodobne przykrywają cienką pokrywą osady starszych zlodowaceń. Są to utwory pochodzenia eolicznego żółte i szare, bezwapniste, lokalnie ze śladami laminacji, składane w warunkach okresowej zmarzłoci (Baumgart-Kotarba, 1992). Zostały one datowane przez Baumgart-Kotarbę (1992) metodą termoluminescencyjną (TL) w rejonie Chyżnego na głębokości 2 i 3 m. Otrzymano daty 146 ±40 tys. lat (GD TL 196)[1] i 110 ±15 tys. lat (Gd TL 195) wskazujące, że utwory te osadziły się przed interglacjałem eemskim.

Pyły popielate lub szare (lessy starsze) stwierdzono wierceniami na terenie Pogórza Śląskiego, Pogórza Wielickiego, Kotliny Żywieckiej i Beskidu Małego. Występują pod lessami młodszymi oraz mułkami szarymi i czarnymi, świadczącymi o istnieniu poziomów glebowych (Nescieruk, Wójcik, 2016a). Na zachód od wyrobiska cegielni w Żywcu wykonano otwór badawczy, w którym na osadach rzecznych ze zlodowacenia Odry występuje 24,8-metrowa seria osadów gliniastych. Na głębokości od 11,0 do 24,8 m stwierdzono tam gliny, gliny zapiaszczone z pojedynczymi okruchami żwirów słabo obtoczonych i silnie zwietrzałymi głazikami piaskowcowymi oraz fragmentami łupków pstrych. Osady te oddziela od górnej części złożonej z glin żółtych, prawdopodobnie deluwialno-eolicznych, 3-metrowej miąższości seria żwirów i piasków rzecznych, najprawdopodobniej ze zlodowacenia Wisły. Położenie i wykształcenie tych glin wskazują, że są to osady starsze od zlodowacenia Wisły, powstałe w wyniku spełzywania utworów w warunkach klimatu zimnego, prawdopodobnie w okresie zlodowaceń środkowopolskich. Obecność zwietrzałych żwirów i rumoszy piaskowcowych oraz lamin piasków wśród glin obok rumoszów łupkowych wskazuje na niszczenie w wyniku spłukiwania i soliflukcji zarówno pokryw starszych, jak i wychodni utworów fliszowych.

Gliny piaszczyste oraz piaski, żwiry i głazy rzeczne tarasów 10,0–25,0 m n.p. rzeki ($_{gp}$Ś$^{(tVI)}$). W Kotlinie Żywieckiej wzdłuż doliny Leśnianki, od Lipowej aż po Żywiec (Wójcik, 1996), występują żwiry, głazy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów o wysokości 11,0–17,0 m n.p. rzeki. Są one oddzielone wyraźnym załomem od wyższych pokryw żwirowych oraz wyraźną krawędzią od tarasu zlodowacenia Wisły. Na wschód od drogi z Twardorzeczki do Lipowej w kierunku Żywca taras ten jest pokryty mułkami lessopodobnymi, których miąższość wzrasta w kierunku wschodnim. Jest on rozcięty przez potok Żarnówka, a wychodnie żwirów można obserwować w zboczach doliny. Między Lipową a Brzezinami wysokość tarasu

[1] Numer laboratoryjny próbki

wynosi 11–12 m n.p. rzeki, a jego powierzchnia w kierunku Żywca nieznacznie obniża się. W rejonie Siennej powierzchnia tarasu znajduje się na wysokości 6–8 m nad korytem Leśnianki. Równocześnie z obniżaniem się powierzchni akumulacyjnej obniża się cokół skalny. W górnej części ma on wysokość około 7 m, a w rejonie Siennej leży 4–5 m poniżej współczesnego koryta rzecznego. Podobną zależność zaobserwowano także w przypadku tarasu z okresu zlodowacenia Wisły.

W Kotlinie Jeleśni między doliną Koszarawy i Sopotni Wielkiej występuje pokrywa aluwialna o miąższości do 25 m przykryta glinami deluwialno-eolicznymi (soliflukcyjnymi). Jej podłoże fliszowe znajduje się na głębokości do 22 m poniżej współczesnego koryta Sopotni Wielkiej. Przyjęto, że została ona złożona w okresie zlodowaceń środkowopolskich (Riss), gdyż strop aluwiów znajduje się 9–13 m nad współczesnym korytem, czyli powyżej stropu aluwiów z ostatniego zlodowacenia. W profilu podłużnym osady rzeczne ze zlodowacenia środkowopolskiego zarówno powyżej, jak i poniżej tego obszaru występują na 10–13-metrowym cokole skalnym. Gdyby obszar ten nie ulegał obniżaniu, to osady rzeczne występujące po prawej stronie Sopotni Wielkiej powinny znajdować się na cokole o podobnej wysokości. Występujące po lewej stronie doliny osady rzeczne z okresu zlodowaceń północnopolskich i holocenu mają cokoły skalne. Brak cokołu skalnego dowodzi, że w czasie akumulacji osadów rzecznych obszar ten uległ obniżeniu co najmniej o wysokość cokołu (10–12 m, a maksymalnie 33–35 m).

Do poziomu tego włączono też żwiry w dolinach potoków Cedronka oraz Skawinka, leżące na wysokości 15,0–25,0 m. W rejonie Lusiny, w dolinie Wilgi, na wysokości około 15,0–18,0 m nad korytem rzeki występują żwiry i piaski pod 5–6-metrową warstwą żółtych mułków lessopodobnych.

W dolinie Czarnego Dunajca taras o wysokości 10–25 m n.p. rzeki ciągnie się szerokim pasem od Chochołowa do Rogoźnika (Watycha, 1977a). Jest on oddzielony od niższego, plejstoceńskiego tarasu, pochodzącego z ostatniego piętra zimnego, wyraźną krawędzią o wysokości od kilku do kilkunastu metrów, podobnie jak i w innych dolinach karpackich. W obrębie Kotliny Orawskiej osady tego tarasu leżą na utworach podłoża oraz starszych utworach czwartorzędowych, natomiast na obszarze niecki podhalańskiej – miejscami na utworach neogenu, a przeważnie na utworach fliszu podhalańskiego. Między Witowem a Podczerwonem ich miąższość wynosi 5–10 m, a w rejonie Wróblówki, gdzie zajmują znaczny obszar, dochodzi do 26 m. Są to otoczaki i żwiry o bezładnej strukturze, głównie skał krystalicznych, takich jak: granity i gnejsy (60%), łupki krystaliczne i amfibolity (15%), kwarcyty (10–12%), wapienie, dolomity, rogowce i radiolaryty (5%), a także niewielka ilość piaskowców fliszu podhalańskiego. Osady te ku górze przechodzą w warstwowane piaski ze żwirami lub piaski gliniaste ze żwirami.

Plejstocen górny – Pt_3

Kompleks północnopolski – Pn

Interglacjał eemski – Ee

Piaski i żwiry rzeczne oraz mułki ($^{f}_{pż}Ee$) wypełniają płytkie obniżenia w podłożu osadów rzecznych zlodowacenia Wisły w dolinie Wisły lub starszych osadach kenozoicznych. Nie można jednak wykluczyć, że część tych osadów może być starsza lub młodsza od interglacjału eemskiego.

W Galasowicach (na zachód od obszaru omawianego arkusza) zostały rozpoznane szare i szarostalowe mułki ilaste oraz brunatnoczarne mułki organiczne. Wypełniają one obniżenie w utworach piaszczystych. Granoszewski (1993) udokumentował w nich zespół *Pinus–Betula–Alnus* z interglacjału eemskiego.

Zlodowacenie Wisły – W

Lessy i mułki lessopodobne ($^{e}_{l}W$) zajmują znaczne powierzchnie na terenie omawianego arkusza. Tworzą zwarte pokrywy lub występują w postaci płatów okrywających płaskie wierzchowiny. Reprezentują one glacjalny cykl akumulacji pyłów. Z wykonanych analiz granulometrycznych wynika, że zawartość frakcji pyłowej w omawianych osadach wynosi 30–50%. W obrębie niektórych profili lessowych zaznaczają się warstewki piasków.

Na arkuszu Bielsko-Biała lessów nie udało się rozdzielić na poziomy ze względu na słabo rozpoznane na tym obszarze ślady gleb kopalnych oraz brak dobrych odsłonięć. Lessy mają miąższość od 3 do 4 m, maksymalnie kilkanaście metrów i występują głównie w północnej części terenu arkusza, od Czechowic-Dziedzic po Skawinę i na południu sięgają po próg Beskidów. Są one przeważnie żółte i szaro-popielate z rdzawo-żółtymi przewarstwieniami, lokalnie z zachowanymi poziomami organicznymi w postaci czarnych smug. Osadziły się w okresie ostatniego zlodowacenia, a ich sedymentacja trwała do późnego glacjału. W południowej części terenu badań, na obszarze Pogórza Karpackiego i w dolinie Wisły, w obrębie omawianych osadów wzrasta zawartość frakcji iłowej do 20–25% i występujące tu utwory określono jako utwory lessopodobne.

Lessy występujące na omawianym obszarze są słabo wapniste przedzielone odcinkami bezwapnistymi w niższych fragmentach profilu. W północnej części terenu arkusza są bardziej porowate niż w części południowej. W profilu pionowym ich barwa zmienia się od żółtej do popielatej, miejscami są to przejścia wyraźne, ostre, a miejscami zmiana jest stopniowa. Na powierzchni osady są jasne – żółte lub słomkowożółte, a w dolnej części przeważnie popielate i stalowo-niebieskie, z domieszką ziaren piaszczystych i smugami orsztynowymi. Według Jersaka (1983) jest to tzw. gliniasty, silnie oglejony less z psudowarstwowaniem, na które składają się warstewki sine na przemian z rdzawymi lub brunatnoczerwonymi. Na terenie Kotliny Oświęcimskiej (Pogórza Wilamowickiego) i Pogórza Śląskiego lessy pokrywają zarówno stoki garbów

zbudowane z utworów paleogenu i neogenu, jak i starsze utwory czwartorzędowe. W tych rejonach ich miąższość wynosi od 3 do 9 m.

Ślady gleb kopalnych tworzą różnej rangi poziomy glebowe w obrębie lessów młodszych górnych i oddzielają je od lessów młodszych dolnych i środkowych (Nescieruk, Wójcik, 2013, 2016a). W profilach lessowych badanego terenu występują poziomy humusowe oraz poziomy zaglinienia i zażelazienia, wskazujące na przerwy w sedymentacji lessów i rozwój procesów glebowych. W profilach otworów wiertniczych stwierdzono ślady gleb glejowych lub brunatnych w postaci brunatnych, ciemnożółtych lub rdzawych, a lokalnie ciemnoszarych i czarnych poziomów. Gleby kopalne najlepiej zostały rozpoznane w odsłonięciach nieistniejących już cegielni w Wydrzyńcu i Wilamowicach (Nescieruk, Wójcik, 2016a) oraz Rybarzowicach i Żywcu.

W Rybarzowicach i Żywcu występują poziomy gleb kopalnych, wykształcone jako gliny szaropopielate, miejscami ze słabo zaznaczającymi się poziomami próchnicznymi oraz poziomami zażelazień i orsztynizacji. Z wyników badań palinologicznych, paleomagnetycznych i oznaczeń metodą radiowęglową (^{14}C) wynika, że powstały one w czasie ostatniego piętra zimnego, w przerwach między kolejnymi fazami sedymentacji pyłów.

Na terenie Kotliny Żywieckiej mułki lessopodobne przykrywają osady rzeczne zlodowaceń środkowopolskich. Dość dobrze odsłonięte profile tych osadów zarejestrowano na terenie cegielni w Żywcu, Rybarzowicach i Mesznej (też już nieistniejącej) (Wójcik, 1996; Nescieruk, Wójcik, 2013). Szczegółowo zbadano profil w Żywcu, w dawnym wyrobisku po eksploatacji glin (na zachód od dworca kolejowego). Odsłaniające się tam utwory opisali Cegła (1972) i Alexandrowicz (199la).

Oznaczenia wieku metodą TL, wykonane w laboratorium Uniwersytetu Gdańskiego, lessów z obszaru arkusza Bielsko-Biała SMGP, wskazują, że sedymentacja omawianych osadów miała miejsce w czasie pleniglacjału ostatniego okresu zimnego. Pojedyncza data jaką otrzymano z oznaczeń metodą ^{14}C wskazuje, że osady dolnej części profilu powstały przed 45 tysiącami lat. Oznaczenie metodą TL wskazało zaś, że osady nie są starsze od 39 tysięcy lat (UG TL 1787).

Profil odsłaniających się osadów w ścianie wyrobiska w Żywcu był także badany metodami paleomagnetycznymi (Grabowski i in., 1996). Na ich podstawie wyznaczono szereg odcinków zmian wiekowych pola geomagnetycznego, najprawdopodobniej o krótkim, kilkusetletnim okresie. Na wykresie zmian inklinacji widoczne są również dwa niepełne cykle o okresie dłuższym. W stropie profilu, w obrębie współczesnej gleby holoceńskiej następują znaczne fluktuacje wartości deklinacji i inklinacji, związane najprawdopodobniej ze współczesnymi zabiegami agrarnymi. W obrębie całego profilu przeważa deklinacja o kierunku wschodnim.

Kształt krzywej zmian podatności magnetycznej przemawia za zróżnicowanym środowiskiem sedymentacji badanych osadów. W pierwszych 4 m od stropu profilu występują osady głównie eoliczne. Wskazują na to niskie wartości podatności magnetycznej, a zmiany tego parametru są dosyć chaotyczne. Osady z dolnej części profilu charakteryzuje stopniowy wzrost podatności ku górze profilu, co najprawdopodobniej związane

jest z oziębieniem klimatu (Grabowski i in., 1996). Wykresy zmian deklinacji i inklinacji wskazują, że badane mułki nie osadziły się w jednym, a w kilku cyklach sedymentacyjnych (Grabowski i in., 1996).

Za sedymentacją w okresie zimnym przemawiają wyniki badań palinologicznych osadów z cegielni w Rybarzowicach. W profilu tym na głębokości 4,7–4,8 m w obrębie warstwy organicznej Mamakowa stwierdziła wyjątkowo wysoką zawartość ziaren pyłku roślin zielnych z przewagą turzycowatych (*Cyperaceae*) i dużym udziałem traw (*Gramineae*) oraz względnie wysoką zawartość zarodników mchów (*Musci*) (inf. ustna). Takie spektrum jest wskazówką, że osady powstały w warunkach krajobrazu otwartego. Zapewne przeważały tu wówczas młaki turzycowo-mszysto-trawiaste niezbyt bogate florystycznie, a także murawy, gdzie mogła występować *Selaginella selaginoides*. Udział zbiorowisk krzewiastych był nieznaczny.

Mułki lessopodobne i gliny piaszczyste zwietrzelinowe z domieszką rumoszy skalnych ($_{gp}$W). Osady te wykazują bardzo duże zróżnicowanie litologiczne. Włączono do nich utwory występujące w dolnych częściach stoków, wkraczające w wielu miejscach na aluwia rzeczne. Granice oddzielające je od osadów występujących w wyższej części stoków są często umowne; najczęściej prowadzono je na załomie wklęsłym, w dolnej ich części. Omawiane utwory to głównie gliny warstwowane żółte i popielate, miejscami przewarstwione piaskami, w dolnej części lokalnie zawierające drobne rumosze skalne, przemieszane najprawdopodobniej w wyniku soliflukcji. W tej części profilu nie zaznacza się jakiekolwiek warstwowanie, które można zauważyć w górnej części, gdzie dominują gliny. Górna część profilu reprezentuje osady powstałe głównie w wyniku spłukiwania i zmywania. Procesy spłukiwania obserwuje się wiosną w czasie roztopów oraz po dużych opadach, na terenach zajętych przez grunty orne. W czasie takiego jednorazowego zdarzenia została osadzona warstwa glin o miąższości od 1 do 25 cm. W południowej części obszaru arkusza w składzie omawianych osadów zaznacza się coraz większy udział rumoszów skalnych, głównie piaskowcowych. Miąższość omawianych utworów wynosi od 3–5 do kilkunastu metrów.

Największe rozprzestrzenienie na obszarze arkusza utwory te mają na terenie Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego. Występują one w dolnych częściach stoków i wkraczają na spłaszczone powierzchnie tarasów z okresu zlodowacenia Wisły, a także zlodowaceń środkowopolskich. W odsłonięciach wykształcone są jako gliny żółte i popielate. Zawierają one rumosze skalne składające się z głazów o ostrych krawędziach, różnej wielkości i zróżnicowanym udziale procentowym. Tworzą warstwę miąższości od trzech do kilkunastu metrów. W odsłonięciach w obrębie wyróżnianych osadów nie zaobserwowano warstwowania. Na terenie Beskidu Małego, na zachód od Międzybrodzia Bialskiego utwory te zazębiają się z osadami rzecznymi.

Podobnie po prawej stronie przy ujściu Przyłękówki, pod około 9,5-metrową warstwą glin ciemnopopielatych i żółtych oraz popielatymi iłami występują żwiry rzeczne. Dużą powierzchnię zajmują także gliny żółtobrunatne (1–6 m) przykrywające osady rzeczne w Kotlinie Jeleśni.

Głazy, bloki, żwiry i gliny lodowcowe (lodowców górskich) ($^{g}_{gl}$W). Na obszarze arkusza Bielsko-Biała w rejonie dwóch najwyższych grzbietów Babiej Góry i Pilska (na północnych ich stokach) zachowały się utwory lodowcowe. Na ich występowanie zwracali uwagę m.in. Sawicki (1913) i Pawłowski (1932). Były one natomiast kwestionowane przez Ziętarę (1962). Ostatnie badania pozwoliły na oddzielenie osadów lodowcowych od koluwiów osuwiskowych (Wójcik i in., 2010) na północnych stokach Babiej Góry. Związane są one ze zlodowaceniem najwyższych części Beskidów.

Z utworów lodowcowych występujących na północnym stoku Pilska zbudowany jest wał morenowy (o wysokości około 5 m), składający się ze zwietrzałego rumoszu piaskowców magurskich (od drobnych okruchów do dużych bloków) oraz glin. Glacjalny charakter tego wału potwierdzają bloki piaskowców magurskich leżące na czerwonych łupkach w rejonie schroniska, a których brak jest w bezpośrednim zapleczu zniszczonego cyrku lodowcowego, co wcześniej stwierdzili Sikora i Żytko (1960). Bloki te mogły się tu dostać tylko przez transport lodowcowy. Omawiany wał morenowy ogranicza koliste zagłębienie w kształcie misy o głębokości 1–4 m wypełnione torfami, pod którym nawiercono ciemnopopielate iły plastyczne o miąższości 0,4–0,8 m, a pod nimi osady lodowcowe. Wał ten powstał u czoła niedużego lodowca, na spłaszczeniu o wysokości 1250–1300 m.

Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 8,0–12,0 m n.p. rzeki ($^{f}_{p}$W$^{(tVII)}$) występują we wszystkich większych dolinach rzecznych i mają największe rozprzestrzenienie. Ich wykształcenie jest skomplikowane, gdyż w górnych odcinkach dolin są to tarasy skalno-akumulacyjne, a w dolnych przeważnie akumulacyjne. Wysokości cokołów skalnych i ich zmiany w profilach podłużnych rzek wskazują na istnienie i intensywność młodych ruchów tektonicznych. Przykładem może być dorzecze Koszarawy, gdzie wzdłuż dolin Sopotni, Glinnej i Koszarawy żwiry rzeczne leżą na cokołach skalnych, średnio 3–5 m nad dnem dolin. W wielu dolinach tarasy te są podwyższone przez stożki napływowe zbudowane ze żwirów źle obtoczonych, powstałe u wylotu dolin bocznych dopływów. W dolinach Sopotni Małej i Sopotni Wielkiej omawiane tarasy składają się z cokołów skalnych o wysokości 3–9 m (Sopotnia Mała), przykrytych 4–6-metrową warstwą żwirów z glinami piaszczystymi. Żwiry są różnej wielkości, źle wysortowane i wymieszane z glinami. Tarasy te występują po obu stronach Sopotni Małej oraz wzdłuż Sopotni Wielkiej, przy czym powyżej wodospadu ich wysokość maleje do 4–6 m nad poziom rzeki. Powierzchnia tarasu jest nierówna, ze śladami starych koryt, które czynne jeszcze były z początkiem holocenu. Wzdłuż mniejszych dolin omawiane tarasy zaznaczają się w postaci wąskich listew erozyjno-akumulacyjnych.

Tarasy towarzyszą Leśniance, Żylicy, Białej, Kalonce i innym ciekom na całej ich długości. Wzdłuż doliny Leśnianki wysokość tarasu maleje z biegiem strugi. W rejonie Ostrej i Lipowej wynosi ona prawie 6 m nad poziom rzeki, a w rejonie Siennej nie przekracza 3 m. Wraz ze zmniejszaniem się wysokości tarasu obniża się jego cokół skalny. Na powierzchni tarasu zachowały się ślady starych koryt rzecznych, najprawdopodob-

niej z późnego glacjału. W dolinie Soły taras ten ma wysokość 7–8 m n.p. rzeki, a przy ujściu potoków, na obszarach występowania stożków napływowych, jego wysokość wzrasta do 11 m n.p. rzeki. W strefach przystokowych nadbudowany jest przez gliny deluwialno-koluwialne i gliny z rumoszami piaskowcowymi.

W dolinie Czarnego Dunajca omawiany taras, w górnej części, ma 10 m wysokości, a jego wysokość w kierunki północnym zmniejsza się do 4–8 m. Miąższość osadów wynosi kilkanaście metrów. Żwiry składają się głównie z otoczaków skał tatrzańskich z domieszką piaskowców fliszowych. Na powierzchni tego tarasu występują osady organiczne, których akumulacja rozpoczęła się w młodszym dryasie.

W dolinie Wisły piaski i żwiry są przykryte przez holoceńskie osady tarasów zalewowych, w których spągu występują osady organiczne oraz cienkie warstewki torfów datowane metodą ^{14}C na 9–12 tys. lat BP (Niedziałkowska i in., 1985). Poniżej stwierdzono miąższe serie żwirów i piasków, miejscami rozdzielone mułkami, piaskami różnoziarnistymi i iłami. Miąższość omawianych osadów na podstawie wykonanych otworów wiertniczych wynosi od 8 do 12 m, a ich spąg znajduje się około 5 m poniżej współczesnego koryta rzeki. Badania wykonane metodą ^{14}C dokumentują wiek sedymentacji żwirów i piasków na zlodowacenie Wisły – od 31,1 do 10,5 tys. lat BP (Niedziałkowska i in., 1985).

W dolinie Wisły omawiany taras ma największe rozprzestrzenienie w rejonie Kaniowa i na północ od Brzeszcz. W jego budowie, w stropowej części, dominują gliny o miąższości od 3 do 5 m, które są podścielone piaskami i żwirami. Datowania metodą ^{14}C glin i piasków rzecznych z okolic Chybia (bezpośrednio na zachód od obszaru arkusza) wskazują, że są one starsze niż 45 tys. lat BP, a więc podścielające je żwiry musiały osadzić się wcześniej. Najprawdopodobniej osady tego tarasu w całości osadziły się w okresie zlodowacenia Wisły.

Gliny z rumoszami skalnymi i bloki skalne zwietrzelinowe (typu gołoborzy) ($_{gru}^{z}W$) występują na stokach wzniesień Beskidu Żywieckiego, Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego powyżej 750–850 m n.p.m. Związane są z wychodniami piaskowców gruboławicowych warstw magurskich i godulskich. Są to głazy i rumosze piaskowcowe okrywające stoki zwartą pokrywą. Wielkość bloków, głazów i rumoszy jest bardzo zróżnicowana – od kilku centymetrów do 1,5 m. Powstały w wyniku wietrzenia w klimacie zimnym i przemieszczenia grawitacyjnego w dół stoku.

Gliny i gliny z rumoszami skalnymi, zwietrzelinowe i koluwialno (soliflukcyjno)-deluwialne ($_{g}^{d}W$) wyróżniono ze względu na odmienne wykształcenie litologiczne w stosunku do innych osadów stokowych. Do tego wydzielenia zaliczono również utwory występujące na obszarach, na których trudno było ustalić granicę między glinami z rumoszami a mułkami lessopodobnymi najprawdopodobniej pochodzenia eolicznego. Są to osady gliniaste i ilaste zawierające zwykle dużą domieszkę rumoszu i nieobtoczonych głazów. Utwory te zostały wydzielone łącznie, gdyż praktycznie niemożliwe było rozdzielenie ich w terenie. Składają się one z nieobtoczonego materiału ilasto-gruzowego lub gliniastego,

pochodzącego ze zwietrzenia skał, które występują w wyższych partiach stoków. Miejscami w profilu pionowym utwory te złożone są z kilku na przemian leżących poziomów gliniastych i gliniasto-gruzowych o łącznej miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Z sytuacją tą spotykano się najczęściej na północnym i północno-wschodnim skraju Kotliny Żywieckiej i Jeleśni oraz na przedpolu Beskidów między Bielskiem a Wadowicami.

Omawiane utwory występują przeważnie u podnóży wzniesień i garbów oraz dolnych części zboczy dolin rzecznych. Przykrywają też osady plejstoceńskich tarasów rzecznych, zwłaszcza u podstawy stromych skarp oraz krawędzi. Materiał, z którego są zbudowane, jest różny i zależy od budowy geologicznej obszaru, na którym się znajdują. Najczęściej dostarczają go różnorodne utwory lodowcowe i wodnolodowcowe (piaski i żwiry), iły mioceńskie oraz skały fliszu karpackiego. Te ostatnie powodują, iż w niektórych profilach w obrębie glin zaznaczają się poziomy wzbogacone w rumosze przeważnie piaskowcowe, dokumentujące wzmożoną denudację stoków. Utwory te zajmują niewielkie obszary i nie osiągają miąższości większych od kilku metrów. Ich profil odsłaniał się w krawędzi erozyjnej nad Sopotnią na zachód od Jeleśni, gdzie na osadach rzecznych ze zlodowaceń środkowopolskich występowały na przemian leżące poziomy ilaste, ilasto-gruzowe, gliniasto-gruzowe i gliniaste o miąższości od 7 do około 15 m.

Holocen – H

Mułki lessopodobne, miejscami z przewarstwieniami piasków, deluwialne ($_{ml}^{d}$H) występują w dnach i na zboczach niewielkich dolinek na południe od doliny Wisły. Są to osady powstałe w wyniku spłukiwania materiału ze zboczy i osadzania go w niższych partiach stoków lub w dnach dolin. Ich miąższość zwykle wynosi do 2 m, a w strefach przyzboczowych od 3 do 5 m. W rdzeniach opisywane są one jako utwory lessopodobne z zaznaczającymi się żółtymi i brunatnymi laminami niemal równoległymi do zbocza i nachylonymi w kierunku osi dolinki.

Początek ich sedymentacji sięga zlodowacenia Wisły i trwa aż do czasów współczesnych. Po wiosennych opadach następuje rozcięcie deluwialnych pokryw stokowych i lessów w obszarach użytkowanych rolniczo i osadzenie się poniżej, w dnach dolin, dość rozległych płatów laminowanych glin deluwialnych. U wylotu większych rynien erozyjnych deluwia tworzą płaskie i szerokie stożki, lokalnie się zazębiające lub nakładające na siebie.

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach ($_{p}^{e}$H) stwierdzono w rejonie położonym na północ od Czernichowa oraz na północ i wschód od Skawiny. Mają one w tym rejonie kształt nieregularnych pagórków lub wydłużonych wałów. Zbudowane są przeważnie z piasków średnio- i drobnoziarnistych. Dużą wydmę stwierdzono w czasie budowy autostrady między Skawiną a Skotnikami (Kraków). Piaski eoliczne i małe wydmy występują także przy wschodniej granicy obszaru arkusza na wschód od Skotnik.

Gliny i iły, bloki oraz rumosze i pakiety skalne koluwialne (osuwiskowe) ($^{k}_{gi}$H). Na terenie Beskidu Śląskiego, Beskidu Małego i Beskidu Żywieckiego oraz Pogórza Karpackiego i Pogórza Gubałowskiego znaczne powierzchnie zajmują koluwia osuwiskowe. Odgrywają one na omawianym obszarze dużą rolę. W ich składzie dominują głazy, bloki, rumosze skalne, gliny oraz całe pakiety przemieszczonych grawitacyjnie osadów fliszu. Materiał koluwialny pochodzi z różnych typów osuwisk i ma zróżnicowane miąższości, od 1–10 m przy płytkich osuwiskach strukturalno-zwietrzelinowych do kilkudziesięciu metrów przy wielkich osuwiskach strukturalnych, obejmujących miejscami kilka ogniw litostratygraficznych fliszu. Do najbardziej znanych należą duże osuwiska skalne, rozpoczynające się wyraźnymi niszami i progami, występujące na stokach Babiej Góry (Wójcik i in., 2010), Skrzycznego, Żurawnicy, Beskidu Żywieckiego (Wójcik, 1997), Beskidu Małego i Kotliny Żywieckiej (Bober i in., 1997). Pod względem budowy geologicznej są to w większości osuwiska złożone, a ze względu na położenie należą do osuwisk stokowo-zboczowych. Skarpy główne założone są na piaskowcach gruboławicowych warstw godulskich lub magurskich, a przebieg krawędzi i progów wewnątrzosuwiskowych dowiązuje do przebiegu warstw i jest prostopadły lub skośny do azymutu zapadania tych warstw. Omawiane osuwiska nie zawsze schodzą do dna doliny, lecz miejscami zatrzymują się na stoku powyżej tego dna. Największe przemieszczenia i rowy rozpadlinowe można obserwować w środkowej części osuwisk. W niektórych z nich stwierdzono jaskinie szczelinowe powstałe w wyniku ruchów osuwiskowych, np. pod Lipowską, w rejonie Skrzycznego czy na terenie Beskidu Małego (Kowalski, 1954; Nescieruk, Wójcik, 2013). Niektóre osuwiska spowodowały utworzenie jeziorek zaporowych zarówno w obrębie stoków, jak i w dnach dolin, np. w rejonie Jeleśni (Nowalicki, 1972; Wójcik, 1997). Problematyką osuwisk występujących w tym rejonie Karpat zajmowała się Bajger (1988, 1989, 1993, 1994). Na podstawie obserwacji prowadzonych po wylesieniu stoków Skrzycznego stwierdzono, że osuwisk zaznaczonych w jej pracach w rzeczywistości nie ma.

Na rozwój osuwisk w zachodniej części terenu arkusza miały prawdopodobnie wpływ nie tyko opady, ale i inne aktywne czynniki, np. trzęsienia ziemi. Wskazywałyby na to części osuwisk złożone z bloków i głazów. Na opracowywanym obszarze były rejestrowane wstrząsy sejsmiczne o sile do 6–6,5 MCS (Pagaczewski, 1972).

Większość występujących na omawianym obszarze osuwisk jest wieku holoceńskiego (Wójcik, 1997; Margielewski, 2003, 2006). Jęzory części z nich nasuwają się na tarasy holoceńskie i pokrywy z ostatniego okresu zimnego, a część może mieć założenia plejstoceńskie i widoczne są w nich kolejne etapy osunięć. Część osuwisk uaktywniła się po opadach w 2010 r., np. w Porąbce, Lanckoronie czy wcześniej w Lachowicach. Osuwiska Beskidu Wysokiego wykazują wyraźny związek z budową geologiczną (Bober, Wójcik, 1977; Wójcik, 1997).

Iły i mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) i piaski oraz żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (tarasów rędzinnych) 3,0–8,0 m n.p. rzeki ($_{im}^{f}H^{(tVIII)}$) występują w większych dolinach. Cechą charakterystyczną tego poziomu w dolinie Wisły jest obecność licznych meandrów wypełnionych torfami bądź namułami. Wykształcenie litologiczne osadów budujących tarasy jest bardzo zmienne. Są to utwory facji pozakorytowej, osadzone w czasie wezbrań powodziowych na powierzchniach zalewowych, głównie mułki oraz mułki piaszczyste, nadbudowane przez mułki ilaste w stropie, jasnobrązowe, brązowe lub żółte. W obrębie tych utworów występują przeławicenia oraz soczewki piasków. Miąższość całej serii nie przekracza 6–7 m, a jej spąg przeważnie nie schodzi poniżej współczesnego koryta Wisły, Soły czy Skawy. W kotlinach Jeleśni i Żywieckiej miąższość osadów rzecznych wynosi 10 m. Pod względem wiekowym reprezentują one niemal cały holocen, a być może także część późnego glacjału. Początek akumulacji osadów tego poziomu określa wiek spągowych utworów najstarszych szerokopromiennych paleomeandrów, określany w dolinie Wisły na późny glacjał. Natomiast początek akumulacji mad jest już holoceński – preborealny

W dolinie Soły utwory holoceńskie zajmują prawie całą powierzchnię jej współczesnego dna (Aleksandrowicz, 1991a). W rejonie Żywca tworzą one stopień tarasowy o wysokości 4–6 m nad poziom rzeki, a miąższość pokrywy akumulacyjnej, przeważnie dwudzielnej, wynosi 5–8 m. W spągu znajdują się żwiry, a w stropie – gliny ze żwirami. Część osadów występujących w spągu mogła zostać osadzona podczas zlodowacenia Wisły. Wyjaśnienie tego problemu wymaga dalszych badań.

Na obszarze arkusza, zwłaszcza w jego północnej części, pod madami występują kopalne torfy i namuły starorzeczy. Mają one najczęściej miąższość od 2 do 6 m i leżą na piaskach i żwirach rzecznych zlodowaceń północnopolskich (Wisły).

Ostatnie tysiąc lat zaznaczyło się wzmożoną akumulacją, w wyniku której nastąpiło pionowe nadbudowanie równiny zalewowej osadami facji korytowej i powodziowej (Niedziałkowska i in., 1985). Pionowe nadbudowanie tarasów i znaczna akumulacja w dolinie Wisły i jej dopływach są związane z wylesianiem.

Mułki, iły i namuły organiczne starorzeczy ($_{m}H$) zajmują niewielkie powierzchnie w dolinach Wisły i Soły. Wypełniają one starorzecza na tarasach zalewowych. Są to zróżnicowane litologicznie namuły mineralne, niekiedy z domieszką substancji organicznej, często z drobnodetrytycznym materiałem facji powodziowej, brunatne mułki torfiaste, torfy, torfy z fragmentami pni drzew, a w stropie torfy silnie zailone. Na obrzeżeniach torfowisk, w strefach przyzboczowych występują czerwono-rdzawe rudy darniowe. Mają one miąższość od 0,5 do 1,0 m, a w wykonanych wykopach i na ściankach odsłonięć są widoczne kryształy wiwianitu. Torfy osiągają miąższość od 1 do 6 m i w dolinie Wisły najczęściej wypełniają starorzecza. Podczas powodzi na torfach osadzają się gliny i iły.

Mułki, piaski, mułki ilaste i żwiry rzeczne tarasów zalewowych i nadzalewowych (nierozdzielonych) 1,0–8,0 m n.p. rzeki ($_{mp}^{f}H^{①}$) występują bezpośrednio przy współczesnych korytach rzek i potoków, tworząc niekiedy zróżnicowaną morfologicznie powierzchnię z szeregiem wyraźnych stopni oraz śladami koryt rzecznych. Osady kilku niższych stopni tarasowych w mniejszych dolinach rzecznych zarówno niskich zalewowych, jak i nadzalewowych oraz osady wypełniające wąskie dna dolin ich bocznych dopływów ze względu na skalę mapy objęto wspólnym wydzieleniem.

Osady wypełniające dna dolin bocznych składają się z materiału miejscowego, pochodzącego głównie z denudowanych stoków, które okryte są zróżnicowanymi osadami czwartorzędowymi. Miąższość tych osadów wynosi zwykle 2–3 m i nie przekracza 6 m. Osady te powstawały w różnych okresach holocenu.

Na terenie Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego, w wąskich dnach dolin występują co najmniej dwa stopnie tarasów skalno-akumulacyjnych. Ze względu na zajmowane powierzchnie trudno było je rozdzielić, dlatego potraktowano je łącznie jako osady przykorytowe i osady tarasów zalewowych i nadzalewowych.

Piaski i mułki oraz piaski humusowe i gliny den dolinnych ($_{pm}H$) występują w północnej części Kotliny Żywieckiej, na obszarze Bramy Wilkowickiej oraz Pogórza Karpackiego i wypełniają w większości małe doliny rzeczne, w których trudno jest wydzielić stopnie tarasowe. Osady rzeczne składają się z materiału miejscowego, głównie mułków, piasków, iłów i glin. Ich podłoże stanowią zróżnicowane utwory czwartorzędowe, utwory fliszowe, a miejscami również iły mioceńskie. Są to osady przeważnie drobnoziarniste, o miąższości 2,5–6,0 m, a miejscami większej 4,0–6,0 m, zwłaszcza w dolnych odcinkach dolin rzecznych. Tworzą one w zasadzie jednolitą powierzchnię akumulacyjną, w którą wcięte jest koryto. Wśród osadów dolnych odcinków dolin oraz tarasów na terenie Pogórza Karpackiego i Kotliny Oświęcimskiej przeważają gliny i gliny ilaste, przechodzące w iły piaszczyste i piaski, a w spągu występują żwiry, przeważnie zaglinione.

W obrębie Pogórza Karpackiego materiał wypełniający dna dolin pochodzi głównie z denudowanych stoków okrytych lessami. Są to głównie mułki oraz mułki piaszczyste żółte, żółtoszare lub brązowe. Miejscami występują w ich obrębie iły pyłowato-piaszczyste oraz przewarstwienia piasków. Na obszarze, gdzie występują lessy, osady te reprezentują różne okresy holocenu, ale osadzanie tej serii należy wiązać przede wszystkim z okresem wylesienia spowodowanym ekspansją kultury łużyckiej (Starkel, 1960).

Mułki, piaski, mułki ilaste i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–5,0 m n.p. rzeki ($_{mp}^{f}H$) wyróżniono jedynie w tych odcinkach dolin, gdzie zajmują znaczne powierzchnie. Taras najniższy obejmuje „kamieniec i terasę łęgową" (Klimaszewski, 1948). Podczas wezbrań wody powodziowe rzek i potoków powodują rozcinanie ich koryt, miejscami pogłębiając je, a miejscami zasypując i przerzucając materiał skalny coraz niżej. Wycięły one i nadal modelują krawędzie oraz progi tarasów niskich, a przez nadsypywanie kamieńców piaskami i namułami budują nowe tarasy zalewowe. Osady te obecnie są ciągle

przenoszone przez wodę, a także intensywnie eksploatowane w wielu odcinkach dolin. Eksploatacja spowodowała pogłębienie rzek i potoków, a tym samym wzrosła względna wysokość tarasów.

Wysokość tarasu w dolinach Soły i Koszarawy w rejonie Żywca wynosi 1,0–2,0, maksymalnie 3,0 m nad poziom rzeki, a w dolnych odcinkach Żylicy i Łękawki – 0,5–2,0 m nad poziom rzeki. Podobnie jest w dolinach Skawy, Raby, Czarnego Dunajca i Orawy i ich większych dopływów. Na mapie zaznaczono jedynie te tarasy, które zajmują znaczne powierzchnie. Do kamieńców zaliczono obszary, na których następuje przemieszczenie i akumulacja w czasie wezbrań i powodzi. Często kamieńce są warstwowane i kierunkowo ułożone i tworzą nietrwałe łachy i wyspy w obrębie bądź w sąsiedztwie koryt.

W dolinach Wisły, Soły, Białej, Skawy oraz Raby osady tarasów zajmują niewielkie powierzchnie. W Czechowicach-Dziedzicach tworzą wyraźny stopień. Pod względem litologicznym w składzie aluwiów dominuje materiał lokalny pochodzący z niszczenia przez rzeki starszych osadów. Lokalnie występują niemal wyłącznie przekątnie warstwowane piaski. Miąższość osadów tych tarasów nie przekracza zwykle 4 m. Spoczywają one na piaskach, prawdopodobnie zlodowacenia Wisły.

Do omawianego wydzielenia włączono wyróżniane lokalnie iły, mułki, piaski i żwiry rzeczno-jeziorne występujące w obrębie sztucznych zbiorników wodnych. Budowa zapór i sztucznych zbiorników na Sole stała się przyczyną sedymentacji rzecznej w ujściowych odcinkach rzek do tych zbiorników. W Jeziorze Żywieckim w rejonie ujścia Soły, Koszarawy i Łękawki oraz w Jeziorze Międzybrodzkim zachodzi zjawisko zasypywania zbiorników piaskami, mułkami piaszczystymi, iłami i żwirami, czego efektem jest ich zmniejszanie się. W rejonie Żywca zaobserwowano wyraźną akumulację osadów w postaci łach, które z czasem się łączą. Jezioro zmniejszyło się w tym rejonie o około 20 ha. U ujścia Łękawki duży udział w omawianych osadach ma frakcja ilasta ze znaczną ilością substancji organicznej. W Jeziorze Międzybrodzkim najintensywniej zasypywany jest obszar u ujścia Soły i jej prawego dopływu – potoku Isepnica w okolicach Międzybrodzia Żywieckiego. Wyraźny stożek został usypany przez potok Ponikiew uchodzący do zbiornika w Międzybrodziu Bialskim.

Torfy wysokie ($_{tw}^{b}$H) występują głównie na Orawie (Niezabitowski-Lubicz, 1922), gdzie rozwinęły się na glinach rzecznych i osadach lessopodobnych oraz w obniżeniach między poszczególnymi tarasami. W Baligówce i Puściźnie Rękowiańskiej proces ten trwał od allerödu, w przypadku torfowisk Puścizna Wielka i Grel od böllingu (Koperowa, 1962; Obidowicz, 1988), a w innych miejscach od schyłku młodszego dryasu lub preboreału. Torfowiska te do dziś osiągnęły miąższość od 4 do 9 m. Składają się z jednolitej masy ciemnobrunatnych torfów, w dole przejściowych od niskich do wysokich, sfagnowych, rozłożonych, a wyżej wysokich, dobrze rozłożonych. W najwyższej warstwie ponownie występują torfy słabiej rozłożone, a w ich górnej części w spektrum pyłkowym zaznaczają się ślady gospodarki człowieka (Koperowa, 1962). Pierwsze wystąpienie flory synantropijnej odpowiada okresowi subborealnemu.

Torfy i namuły torfiaste ($_{tnf}^{b}$H) występują w różnych częściach arkusza Bielsko-Biała. Najwięcej tego typu osadów spotyka się na Orawie między Lipnicą Wielką a Czarnym Dunajcem oraz wzdłuż doliny Wisły w obrębie starorzeczy. Torfowiska występują także w obrębie osuwisk, np. na Babiej Górze czy w okolicach Osielca, i w zagłębieniach bezodpływowych na utworach lodowcowych pod Pilskiem. Są to głównie torfowiska niskie utworzone ze szczątków roślinności zielnej, bagiennej, drzew i mchów. Badania palinologiczne i makroszczątków wskazują, że początek ich sedymentacji może być związany z późnym glacjałem lub okresem atlantyckim. Sedymentacja ta trwa do dziś. Miąższość torfów wynosi od 0,5 m do kilku metrów. Namuły torfiaste utworzone zostały z dużym udziałem organicznej sedymentacji bagiennej w zagłębieniach bezodpływowych oraz w dnach dolin o małym spadku. Rozwinięte są głównie na Orawie, współwystępują z torfami i są często osadami przejściowymi między torfami a deluwiami.

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU

Na terenie arkusza Bielsko-Biała występują utwory należące do kilku pięter strukturalnych. Utwory czwartorzędowe nie tworzą zwartej pokrywy i występują w postaci różnej wielkości płatów.

Na większości terenu utwory Zachodnich Karpat Zewnętrznych znajdują się na powierzchni i reprezentowane są przez osady kredy górnej–neogenu, wchodzące w skład płaszczowin: magurskiej, przedmagurskiej, śląskiej, podśląskiej i fragmentarycznie skolskiej (ze względu na skalę mapy utwory serii skolskiej zaznaczono łącznie z utworami serii podśląskiej) oraz miocenu sfałdowanego łączonego z płaszczowiną andrychowską lub zgłobicko-wielicką. Jedynie w północnej części obszaru arkusza osady starsze przykryte są zwartym płaszczem utworów czwartorzędowych. Osady wyżej wymienionych płaszczowin ponasuwane są na siebie, a następnie łącznie nasunięte na osady mioceńskie zapadliska przedkarpackiego. W rejonie Kęt i od Wadowic po Skawinę, na sfałdowanych i zerodowanych utworach fliszowych spoczywają osady miocenu transgresywnego. Na północ od strefy nasunięcia karpackiego występują autochtoniczne utwory molasowe miocenu, wypełniające zachodnią część zapadliska przedkarpackiego, które rozwinęło się przed czołem nasuwających się od południa Karpat. W południowo-wschodniej części terenu występują utwory Karpat wewnętrznych – pienińskiego pasa skałkowego i fliszu podhalańskiego leżące na mezozoicznych utworach związanych z Tatrami. Osady czwartorzędowe przykrywają utwory podłoża pokrywą o miąższości dochodzącej od 40 do ponad 100 m na terenie zapadlisk śródgórskich. W wielu miejscach brak jest tej pokrywy i odsłaniają się wtedy utwory starsze.

Pod względem ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej na omawianym terenie zaznaczają się dwa obszary: na północy obszar zapadliska przedkarpackiego, o znacznych deniwelacjach, gdzie znajduje się głęboka dolina Wisły, a na południu – zapadlisko orawskie. Powierzchnia ta kształtowała się od pliocenu do starszego czwartorzędu (aż do zlodowaceń południowopolskich), a w dolinie Wisły – do interglacjału wielkiego.

TEKTONIKA

Na obszarze arkusza Bielsko-Biała występuje kilka regionalnych jednostek tektonicznych. Są to: blok górnośląski (masyw górnośląski) wraz z pokrywą platformową, zapadlisko górnośląskie, monoklina śląsko-krakowska, zapadlisko przedkarpackie i Karpaty zewnętrzne oraz wewnętrzne. Najważniejszą z nich są Karpaty należące do alpidów Europy oraz zapadlisko przedkarpackie stanowiące rów przedgórski. Karpaty wewnętrzne na terenie arkusza Bielsko-Biała są reprezentowane przez nieckę podhalańską (fig. 4) wypełnioną stosunkowo słabo sfałdowanymi utworami paleogeńskimi. Na pograniczu Karpat zewnętrznych i wewnętrznych znajduje się pieniński pas skałkowy będący złożonym tektonicznie elementem, określanym również jako „megabrekcja tektoniczna" (Golonka, 1981). Zbudowany jest on ze skał wapienno-krzemionkowych jurajsko-dolnokredowych oraz fliszowych utworów górnokredowych i paleogeńskich. Ostatnio przyjmuje się olistostromową genezę części tego pasa (Golonka i in., 2015). Karpaty zewnętrzne zbudowane są z silnie sfałdowanych osadów fliszowych jury górnej–paleogenu. Sfałdowanie Karpat wewnętrznych miało miejsce głównie pod koniec kredy (ruchy młodsze zaznaczyły się słabiej), natomiast zewnętrznych – pod koniec paleogenu i neogenu. Karpaty są nasunięte na molasy zapadliska przedkarpackiego spoczywające na starszym mezozoiczno-paleozoicznym, miejscami prekambryjskim, podłożu. Utwory neogeńskie są silnie zaburzone tektonicznie pod Karpatami i przy brzegu nasunięcia Karpat.

W podłożu Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego występuje masyw (teran) górnośląski – prekambryjski z osadową pokrywą utworów paleozoicznych (Buła, Kotas, 1994; Buła i in., 1997a, b; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005). Na obszarze arkusza są to klastyczne utwory kambru dolnego (Buła i in., 2008) i prawdopodobnie syluru. Środkowe piętro tej pokrywy, zbudowane z utworów dewonu (klastyczny old red, wyżej węglany) i karbonu, tworzy na bloku górnośląskim rozległe **zapadlisko górnośląskie**. Utwory dewońsko-karbońskie reprezentują wschodnią część obszaru badań.

Monoklina śląsko-krakowska leży na utworach dewońsko-karbońskich zapadliska górnośląskiego. Na południu chowa się ona pod utworami zapadliska przedkarpackiego i Karpat. Monoklina jest zbudowana z różnych ogniw triasu (poza terenem badań) i jury. Wapienie jurajskie występują w północnej części obszaru w rejonie Czernichowa i Wołowic, w lokalnych odsłonięciach powierzchniowych. Zrębowo-blokowa budowa monokliny śląsko-krakowskiej i jej południowe zaplecze są wynikiem kilkukrotnej przebudowy tej strefy podczas orogenez, od kaledońskiej po młodoalpejską. Podłoże tej części Karpat jest pocięte szeregiem dyslokacji podłużnych (o kierunku NW–SE) i poprzecznych (o kierunku SW–NE) względem elementów paleozoicznych. Zaznaczają się one wyraźnie w utworach jurajskich, w mniejszym stopniu w utworach młodszych od jury. Są to przypuszczalnie uskoki powstałe w orogenezie hercyńskiej, odmłodzone w czasie ruchów alpejskich, będące efektem nasuwania się mas fliszowych.

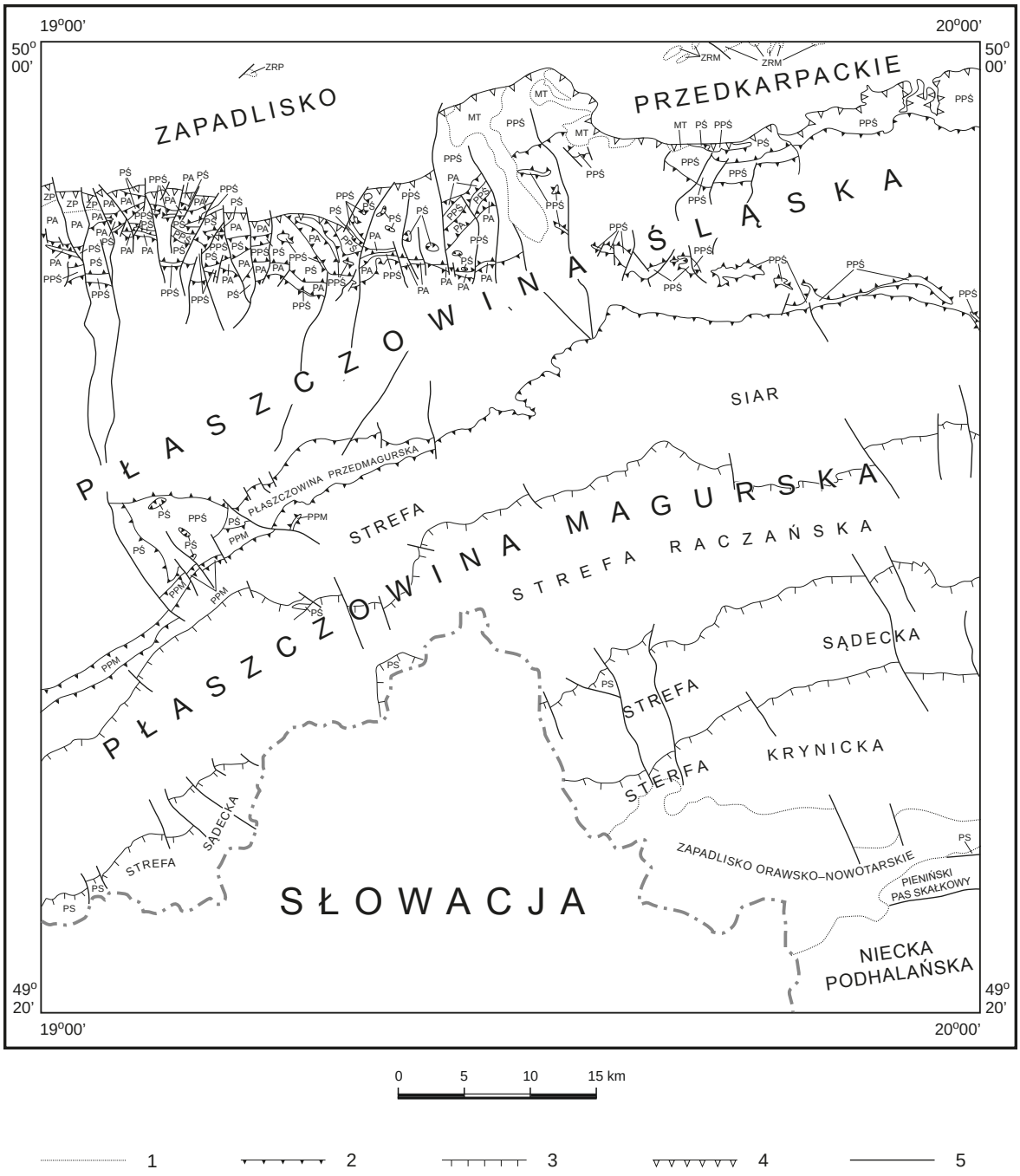

Fig. 4. Szkic tektoniczny

1 – granice regionalnych jednostek tektonicznych, *2* – granice jednostek tektonicznych, *3* – granice jednostek tektonicznych niższego rzędu, *4* – granica nasunięcia karpackiego, *5* – uskoki; PK – płaszczowina magurska – krynicka, PS – płaszczowina magurska – sądecka, JPM – płaszczowina przedmagurska, PŚ – płaszczowina śląska, PPŚ – płaszczowina podśląska, PA – płaszczowina andrychowska, MT – osady miocenu transgresywnego na Karpatach, ZP – zapadlisko przedkarpackie, ZRP – zręby podłoża paleozoicznego, ZRM – zręby podłoża mezozoicznego

Kolejnym elementem tektonicznym na obszarze arkusza jest **zapadlisko przedkarpackie** wypełnione przez utwory neogeńskie. Reprezentowane są one na powierzchni oraz pod nasuniętymi jednostkami orogenu karpackiego przez osady mioceńskie (badenu) – warstwy dębowieckie i warstwy skawińskie. Leżą bezpośrednio na utworach mezozoicznych monokliny śląsko-krakowskiej bądź paleozoicznych zapadliska górnośląskiego.

Utwory te pokrywają starsze podłoże warstwą o bardzo zróżnicowanej miąższości – od 80 m w okolicy Brzeszcz i Grojca do ponad 1000 m w rejonie Skawiny. Ze względu na nieliczne i małe odsłonięcia trudno jest określić, jak duże było zaangażowanie i jaki jest styl tektoniczny utworów wypełniających zapadlisko przedkarpackie. Wykazują one niekiedy wychylenia od położenia poziomego, ale mogą to być zaburzenia związane z występowaniem strefy miocenu sfałdowanego przed czołem nasunięcia Karpat lub też zaburzenia naduskokowe, jak np. w rejonie Kaniowa. Obserwowane tu struktury tektoniczne w osadach mioceńskich mogą być związane z reaktywacją uskoków występujących w utworach karbońskich, gdzie wyznaczono szereg większych dyslokacji o kierunkach W–E oraz mniejszych o kierunkach N–S i NW–SE (Buła, Kotas, 1994).

Na obszarze arkusza Bielsko-Biała utwory mioceńskie występują w trzech pozycjach strukturalnych, jako:

− utwory miocenu autochtonicznego wypełniające zapadlisko przedkarpackie, leżące na utworach kredy górnej, dewonu i prekambru;

− utwory miocenu płaszczowiny andrychowskiej, sfałdowane u czoła Karpat i nasunięte na utwory miocenu autochtonicznego;

− utwory miocenu paraautochtonicznego (transgresywnego), zalegające niezgodnie na sfałdowanych utworach fliszowych i wraz z nimi nasunięte na płaszczowinę andrychowską.

Płaszczowina andrychowska znajduje się przed czołem nasunięcia karpackiego (Wójcik i in., 1996b). Zbudowana jest głównie z utworów miocenu sfałdowanego i olistolitów skał fliszowych (dotychczas interpretowanych jako ogniwa płaszczowiny podśląskiej). Przypuszczalny przebieg jej nasunięcia i zasięg zostały wyznaczone na podstawie nielicznych opisów rdzeni wiertniczych oraz jeszcze mniejszej liczby odsłonięć w rejonie Komorowic, Bestwiny, Pisarzowic i Andrychowa. W obrazie jej budowy wyróżniono szereg okien tektonicznych zbudowanych z utworów kredy górnej–oligocenu, a także łusek mioceńskich – określanych również jako flisz zewnętrzny zaliczany przez niektórych badaczy do płaszczowiny podśląskiej (Nowak, 1948, 1966b), a przez innych – do płaszczowiny skolskiej (Żytko i in., 1989a). Na obecnym etapie rozpoznania można stwierdzić, że w większości kontakty między tymi łuskami nie są tektoniczne, lecz sedymentacyjne i są to serie olistostromowe.

Dotychczas na badanym obszarze wyróżniano płaszczowinę śląską (cieszyńską) i płaszczowinę podśląską (Krach, Nowak, 1956; Nowak, 1959; Ryłko, Paul, 1994, 1998), które miały być nasunięte na osady miocenu autochtonicznego. Utwory występujące między osadami fliszowymi uznawano za łuski mioceńskie zaklinowane w utworach płaszczowiny podśląskiej. Nasunięcie miocenu sfałdowanego nawiązuje do czoła nasunięcia płaszczowiny cieszyńskiej. Kierunki transportu tektonicznego w omawianej płaszczowinie są również zgodne z tymi, które występują we fliszu karpackim. Wydaje się, że zaobserwowana tam sieć uskoków ma swoją kontynuację w tym elemencie tektonicznym, co sugeruje ich późną genezę związaną najprawdopodobniej z epizodem ekstensji o kierunku W–E. Na podstawie profili otworów wiertniczych i nielicznych

odsłonięć w okolicy Lipowiec i Bestwiny można wnioskować, że nasunięcie sfałdowanych utworów mioceńskich przebiega bardziej na północ niż dotychczas przyjmowano.

Na większości obszaru w powierzchniowej budowie geologicznej, na obszarze Karpat zewnętrznych, rozciągających się między linią Zubrzyca–Ludźmierz na południu a linią Bielsko-Biała–Kęty–Skawina–Kraków na północy znajduje się szereg jednostek tektonicznych (płaszczowin) ponasuwanych na siebie w kierunku północnym. Są to płaszczowiny: skolska (?), podśląska, śląska, przedmagurska, należące do grupy średniej (Książkiewicz, 1972) oraz płaszczowina magurska i należące do Karpat wewnętrznych – pieniński pas skałkowy i flisz podhalański.

Granica nasunięcia karpackiego (fig. 4) ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Przebiega między Czechowicami-Dziedzicami i Kętami na północ od Wadowic oraz na południe od Skawiny i przez południowe peryferie Krakowa.W zachodniej części omawianego terenu tworzy słabo zaznaczający się próg morfologiczny, a na wschodzie w okolicy Krakowa zaznacza się już w postaci wyraźnego progu.

Najbardziej zewnętrznymi elementami karpackimi są **płaszczowina podśląska** i **płaszczowina skolska** (?) (płaszczowina skolska nie została zaznaczona na mapie ani szkicu odkrytym ze względu na ich skalę). Występują one w kilku rejonach: w pasie brzeżnym w rejonie Tłuczania, Ryczowa i Zygodowic, w okolicach Woźnik, Lgoty i Sosnowic, a w części bardziej wysuniętej na południe – w półoknach tektonicznych Witanowic i Babic. Są to najniższe jednostki strukturalne Karpat fliszowych. Płaszczowina podśląska jest reprezentowana przez utwory kredy i paleogenu o podobnym wykształceniu litologicznym, jak w płaszczowinie śląskiej. Występuje w postaci porozrywanych strzępów i płatów pojawiających się u brzegu płaszczowiny śląskiej, na północ od Bielska, w rejonie Kęty–Wadowice, jak również na południe od Skawiny. Składa się ona z kilku nasuniętych na siebie od północy fałdów.

W części południowej obszaru arkusza utwory płaszczowiny podśląskiej występują w oknach tektonicznych między Jaroszowcami (na zachodzie) a Lanckoroną (na wschodzie). W tym rejonie są one częścią pasa wystąpień utworów tej płaszczowiny ciągnącej się od Cieszyna po Brzesko, zwanej strefą lanckorońsko-żegocińską (Książkiewicz, 1972). Lokalnie pojawia się też ona przed czołem nasunięcia magurskiego na zachód od Myślenic lub ukazuje w żywieckim oknie tektonicznym, jak również w licznych oknach tektonicznych między Lanckoroną a Myślenicami. Jest silnie tektonicznie zgnieciona i zaburzona. Przyczyną tego może być znaczny udział w jej budowie utworów marglistych i łupkowych (warstw węglowieckich).

Płaszczowinę śląską, na obszarze arkusza, ze względu na zróżnicowanie litologiczne można podzielić na dwa odcinki: zachodni (do doliny Skawy) i wschodni. Zachodni charakteryzuje się występowaniem warstw godulskich o dużych miąższościach i dysharmonijnym zróżnicowaniem na dwie drugorzędne płaszczowiny – cieszyńską i godulską. Płaszczowina cieszyńska jest zbudowana z jurajsko-dolnokredowych warstw

cieszyńskich, charakteryzujących się dużym udziałem łupków, z których zbudowanych jest kilka niewielkich siodeł między Bielskiem-Białą a Kętami.

Dotychczas sądzono, że płaszczowina śląska (cieszyńska) jest nasunięta na złuskowaną płaszczowinę podśląską, jednak po szczegółowych badaniach stwierdzono, iż jednostka śląska – cieszyńska wyraźnie różnicuje się na omawianym obszarze na dwa zwarte elementy strukturalne, wykształcone w postaci łusek, z charakterystycznym równoleżnikowym przebiegiem struktur fałdowych. Strefy kontaktu między tymi elementami są z reguły słabo widoczne w obrazie kartograficznym ze względu na silne zaangażowanie tektoniczne podatnych utworów warstw cieszyńskich oraz zły stan odsłonięć. Miejscami dochodzi do przefałdowania i wyciągnięcia na powierzchnię terenu, wzdłuż powierzchni ścięć, utworów młodszych – według autorów arkusza – osadów płaszczowiny andrychowskiej. Na północ od Kóz Dolnych płaszczowina śląska (cieszyńska) jest rozdzielona w kilku miejscach strefą złuskowania przebiegającą między wapieniami cieszyńskimi i warstwami grodziskimi. Pozostałe fragmenty tej jednostki strukturalnej to drugorzędne elementy tektoniczne ujęte w drobne, złuskowane formy fałdowe złożone z najstarszych utworów fliszu karpackiego (łupków cieszyńskich dolnych i wapieni cieszyńskich) licznie porozcinanych uskokami, głównie o przebiegu NNW–SSE.

Ponad płaszczowiną śląską – cieszyńską występują warstwy lgockie i godulskie dolne budujące płaszczowinę śląską – godulską. Przeważają w nich piaskowce. Płaszczowina składa się z dwóch bloków rozdzielonych uskokiem – bloku Beskidu Śląskiego i bloku Beskidu Małego. Są to monoklinalnie zapadające ku południowi bryły o podniesionym północnym brzegu.

Wzdłuż uskoku Skawy wschodni brzeg płaszczowiny śląskiej jest przesunięty w stosunku do zachodniego ku północy o 10 km. Na wschód od tego uskoku wyodrębniają się dwie jednostki: płaszczowina śląska dolna (Pogórza Radziszowskiego) i płaszczowina śląska górna (Pogórza Lanckorońskiego). Obie jednostki mają budowę synklinalną, w jądrach synklin występują warstwy istebniańskie. Jednostka górna, zwężając się, „wychodzi w powietrze" koło Myślenic. Dalej ku wschodowi brak jej odpowiednika i nasunięta jest na dolną, a nasunięcie ciągnie się wzdłuż linii Wadowice–Kalwaria Zebrzydowska–Myślenice. Płaszczowina dolna – kontynuuje się ku wschodowi. W jej obrębie wyróżnia się kilka mniejszych elementów: siodło Polanki–Haller zbudowane z warstw grodziskich w jądrze oraz warstw wierzowskich w skrzydłach i łuska Wierzbanówki zbudowana z warstw istebniańskich dolnych, na którą od południa nasunęły się warstwy krośnieńskie łuski Radziszowa. Na południe od niej znajduje się złuskowane siodło Leńcz. Na południe od siodła Leńcz występuje, na krótkim odcinku, najbardziej zachodni fragment północnego skrzydła szerokopromiennego łęku Podolan–Głogoczowa (Paul i in., 1996), którego południowe skrzydło przykryte jest nasuniętymi utworami płaszczowiny śląskiej górnej (Pogórza Lanckorońskiego)

Brzeżnym elementem płaszczowiny Pogórza Lanckorońskiego jest łuska Trawnej Góry–Stanisława–Zarzyc Wielkich. Na południe od niej występuje szerokopromienny łęk Wysokiej–Zebrzydowic–Brodów

zbudowany z warstw lgockich, godulskich i istebniańskich. Jego jądro tworzą górnokredowo-paleoceńskie warstwy istebniańskie, odsłaniające się między Wysoką i Brodami. Najbardziej południowym elementem tektonicznym płaszczowiny śląskiej górnej (Pogórza Lanckorońskiego) jest łuska Stroń–Pasieki zbudowana z warstw menilitowych i krośnieńskich, zapadających w kierunku południowym.

Płaszczowina śląska jest porozrywana. Na południe od Beskidu Śląskiego graniczy z płaszczowiną przedmagurską, a na południe od Beskidu Małego z płaszczowiną magurską. W rejonie Żywca znajduje się okno tektoniczne, w którym spod utworów jednostki godulskiej ukazują się osady jednostki cieszyńskiej, a spod niej skały jednostki podśląskiej. Liczne okna tektoniczne z utworami płaszczowiny podśląskiej znajdują się między Lanckoroną i Myślenicami, a płaszczowina ta kontaktuje tam wprost z płaszczowiną magurską. W okolicach Sopotni Małej w małym oknie tektonicznym w obrębie płaszczowiny magurskiej ukazuje się płaszczowina śląska.

Istotną rolę w budowie geologicznej omawianego rejonu Karpat odgrywają dyslokacje poprzeczne lub wręcz duże strefy uskokowe. We wschodniej części obszaru uskoki mają dominujący kierunek NE–SW, w środkowej części dominuje kierunek N–S, a w zachodniej NW–SE.

Płaszczowina przedmagurska ciągnie się wąskim pasem od Milówki po Węgierską Górkę przez Żywiec w kierunku Gilowic, gdzie zanika. Zbudowana jest ona z łusek mających w swoim składzie utwory serii magurskiej i śląskiej. Wydziela się tu dwie mniejsze jednostki (Burtan, Sokołowski, 1956) – północną i południową. W obrębie jednostki (łuski) północnej znajdują się następujące utwory serii magurskiej – warstwy inoceramowe (warstwy z Jaworzynki, warstwy biotytowe) i śląskiej – warstwy menilitowe krośnieńskie. Strefa (łuska) południowa zbudowana jest podobnie jak seria magurska. W budowie płaszczowiny przedmagurskiej przeważają silnie złuskowane fałdy o nachyleniu ku północy, sprasowane między płaszczowiną magurską a płaszczowiną śląską.

Płaszczowina magurska obejmuje środkową i południową część terenu arkusza. Od południa na linii Stare Bystre–Szaflary graniczy z pienińskim pasem skałkowym. Granica północna biegnie łukiem wzdłuż linii Milówka–Żywiec–Sucha Beskidzka–Myślenice. Nasunięta jest ona na jednostki grupy średniej, a nasunięcie wynosi co najmniej 20 km. W obrębie płaszczowiny magurskiej można wydzielić kilka stref. Najbardziej zewnętrzną na terenie arkusza Bielsko-Biała jest strefa Siar, na którą nasunięta jest strefa raczańska, na którą z kolei nasuwa się strefa sądecka (bystrzycka). Najbardziej na południe wysuniętym jej elementem jest strefa krynicka, która znajduje się w południowo-wschodniej części terenu arkusza. Linia nasunięcia strefy raczańskiej na strefę Siar biegnie od Rajczy przez Milówkę, Juszczyn do Krzyżowej i Przyborowa, dalej doliną Koszarawy w kierunku Białki, a następnie przez Sidzinę, Skawę i Skomielną do Rabki-Zdrój-Zaryte. Strefa sądecka (bystrzycka) na terenie Polski pojawia się na południe od Ujsołów oraz w rejonie Korbielowa i dalej ku wschodowi na Orawie, a następnie ciągnie się w kierunku Raby Wyżnej i Chabówki.

Nasunięcia jednostek niższego rzędu w obrębie omawianej płaszczowiny przekraczają kilka kilometrów. Strefy te zbudowane są z silnie złuskowanych siodeł i łęków o kierunku SW–NE w zachodniej części terenu arkusza, a ku wschodowi mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego.

W strefie Siar wyróżnia się kilka wąskich łusek i siodeł. W strefie raczańskiej synkliny wypełnione są piaskowcami magurskimi i są one szersze niż strefy antyklinalne. Największym elementem antyklinalnym jest wydźwignięte siodło Rajczy–Zimnej Roztoki z utworami kredowymi w jądrze. W synklinie Romanki występują struktury poprzeczne o kierunku SE–NW, powstałe na skutek skręcenia płyty piaskowców magurskich. Strefa sądecka (bystrzycka) jest reprezentowana przez łuskę brzeżną. Odwodowa część tej jednostki znajduje się na terenie Słowacji. W rejonie Sopotni Małej w strefie nasunięcia płaszczowiny magurskiej – raczańskiej występuje łuska zawierająca utwory płaszczowiny śląskiej. Łuska ta, będąca oknem tektonicznym, została odkłuta od podłoża.

Na wschód od linii Jeleśnia–Przyborowo budowa płaszczowiny magurskiej jest bardziej regularna. Siodła dają się śledzić na dużej przestrzeni. Nie obserwuje się już tu dużych nasunięć wyznaczających granice jednostek tektonicznych. Na przekroju Babiej Góry wyróżniono ponad 20 siodeł i łęków o kierunku W–E. Najsilniej jest wypiętrzone siodło Grzechyni, będące odpowiednikiem siodła Rajczy–Zimnej Roztoki. Można tu wyróżnić wszystkie cztery strefy w obrębie płaszczowiny magurskiej, od strefy Siar (grupa brzeżna) poprzez strefę raczańską (strefa synklinorialna Zawoja–Jordanów), strefę bystrzycką (antyklinorialna strefa Orawy) po strefę krynicką. Wzdłuż dyslokacji Skawy poszczególne jednostki są poprzesuwane względem siebie o parę kilometrów.

Dużą rolę w budowie płaszczowiny magurskiej odgrywają dyslokacje poprzeczne. Największe z nich występują w rejonie Ujsołów, Korbielowa, Jeleśni, na linii Skawy i Raby. Duży uskok Koszarawy–Głuchej, który można śledzić również na terenie Słowacji, wyznacza wschodnią granicę jednostek nasuniętych w obrębie płaszczowiny magurskiej oraz linię, wzdłuż której ma miejsce zmiana kierunku struktur z SW–NE na W–E.

Pieniński pas skałkowy jest złożoną strukturą geologiczną położoną między Karapatami wewnętrznymi i zewnętrznymi. W jego obrębie rozpoznano następujące jednostki tektoniczne: grajcarka (magurska), czorsztyńską, braniską i pienińską (Birkenmajer, 1979). Odpowiadają one wyróżnionym przez wspomnianego autora seriom osadowym reprezentującym różne strefy facjalne basenu sedymentacyjnego. W wyniku fałdowań utworzyły one odrębne jednostki. Natomiast Książkiewicz (1972) uważał, że pieniński pas skałkowy zbudowany jest z dwóch płaszczowin – czorsztyńskiej i pienińskiej, a każda z nich składa się z łusek. W płaszczowinie czorsztyńskiej łuski mają niewielkie rozmiary, podczas gdy w płaszczowinie pienińskiej są one znacznych rozmiarów i mają dużą rozciągłość. Dla tej płaszczowiny charakterystyczne jest też znaczne odkłucie górnokredowej pokrywy osadowej. Obydwie jednostki są ze sobą sfałdowane. Takie ujęcie budowy pienińskiego pasa skałkowego bliskie jest wcześniejszym interpretacjom Horwitza i Rabowskiego (1929).

Płaszczowinowa budowa pienińskiego pasa skałkowego jest czytelna w wierceniu Maruszyna IG-1, które znajduje się na obszarze arkusza Nowy Sącz MGP (Birkenmajer i in., 1985). Płaszczowiny są silnie zdeformowane, miejscami blokowo rozczłonkowane. Deformacje ciągłe i nieciągłe wzajemnie się przenikają, tworząc mocno skomplikowany obraz strukturalny. Większe uskoki przesuwcze mają kierunek N–S. Osie łusek i biegi warstw mają w przybliżeniu kierunek W–E (Watycha, 1977a, b).

Do Karpat wewnętrznych zalicza się **nieckę podhalańską** położoną w południowo-wschodniej części terenu arkusza na południe od Podczerwonego. Jej kontakt z pienińskim pasem skałkowym ma charakter tektoniczny – jest uskokiem zrzutowym, który powstał w reżimie kompresyjnym, w fazie sawskiej (Książkiewicz, 1972). Niecka ma łagodnie nachylone skrzydła i wypełniona jest paleogeńskimi utworami fliszowymi leżącymi na podłożu zbudowanym z jednostek tatrzańskich. Na obszarze omawianego arkusza znajduje się północna część niecki podhalańskiej, w której wyróżnić można trzy strefy tektoniczne o przebiegu równoleżnikowym: osiową w rejonie góry Ostrysz, skrzydło północne i strefę kontaktu z pienińskim pasem skałkowym na północy. Strefa osiowa niecki, z synkliną Ostrysza w centrum, osiąga szerokość do 4 km.

Niecka podhalańska została pocięta poprzecznymi uskokami zrzutowo-przesuwczymi o kierunku NNW–SSE. Strefy uskokowe wykorzystywane są często przez potoki, na co wskazywać może ich układ przestrzenny, kierunek i niemal prostolinijny przebieg.

Najmłodszą jednostką strukturalną w obrębie arkusza jest część **zapadliska orawsko-nowotarskiego** utworzongo w miocenie środkowym, w strefie kontaktu Karpat wewnętrznych z zewnętrznymi. Powstanie tej struktury Baumgart-Kotarba (2001) wiąże z etapem wypiętrzania masywu tatrzańskiego około 14 mln lat temu. Zapadlisko wypełniają neogeńskie serie osadowe o charakterze molasy, nadbudowane przez plejstoceńskie osady rzeczne, rzeczno-lodowcowe i miejscami jeziorne. Ich maksymalna miąższość, stwierdzona w otworze Czarny Dunajec (otw. 127), wynosi 950 m. Od południa i północy zapadlisko ograniczone jest systemem podłużnych uskoków normalnych o zrzutach sięgających kilkuset metrów, na co wskazują wyniki badań grawimetrycznych (Pomianowski, 1995). Są one przecięte licznymi uskokami przesuwczymi o kierunku NW–SE, tworzącymi układ kulisowy wzdłuż północnej i południowo-wschodniej granicy kotliny. Uskoki te kontynuują się w obrębie jednostek okalających zapadlisko, zarówno w brzeżnej części jednostki magurskiej, jak i w obrębie synklinorium podhalańskiego, na południe od Domańskiego Wierchu. Towarzyszą im mniej liczne uskoki przesuwcze o kierunku NE–SW.

W plejstocenie południowa i zachodnia część zapadliska podlegała powolnemu podnoszeniu, a subsydencja objęła część północno-wschodnią, powodując powiększenie jego powierzchni. Neogeńskie serie osadowe Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, a także podłoże, które w tej części zapadliska stanowi flisz magurski, zostały pocięte uskokami zrzutowymi i przesuwczymi. Na młodą aktywność zapadliska wskazują m.in. spękania klastów w plioceńskich żwirach z rejonu Miętustwa i Starego Bystrego (Zuchiewicz, 1994; Tokarski, Zuchiewicz, 1998; Kukulak, 1999).

PALEOGEOGRAFIA

Najstarszymi utworami na terenie arkusza Bielsko-Biała są skały wschodniej części prekambryjskiego bloku górnośląskiego, w którego obrębie wyróżnia się cztery zróżnicowane genetycznie i wiekowo kompleksy litologiczno-stratygraficzne (Buła, Habryn, red., 2008). Są to: najstarszy – kompleks archaiczno-wczesnoproterozoicznych skał krystalicznych, następnie kompleks neoproterozoicznych skał krystalicznych, wyżej leżący kompleks ediakarskich (wendyjskich) skał anchimetamorficznych oraz najmłodszy kompleks ediakarskich zlepieńców polimiktycznych. Wszystkie wymienione kompleksy występują przypuszczalnie w podłożu utworów kambru dolnego. Na obszarze arkusza kompleks ediakarskich (wendyjskich) skał anchimetamorficznych przykryty jest paleozoiczną pokrywą osadową (Buła, Habryn, red., 2008). Pokrywę tę na obszarze arkusza reprezentują: osady kambru dolnego (formacja z Borzęt oraz formacja z Goczałkowic) i prawdopodobnie syluru (Heflik, Konior, 1974b). Ponad nimi rozwinęła się podstawowa seria klastyczna dewonu dolnego, świadcząca o trasgresywnym charakterze młodszego ogniwa paleozoicznego, choć w spągu osady wykazują jeszcze charakter utworów lądowych (Kotas, 1982b). Seria ta leży w niezgodności kątowej z osadami starszymi i oddzielona jest od tych osadów wyraźnymi powierzchniami erozyjnymi. Jeżeli osadziły się one również na omawianym obszarze to paleozoiczna pokrywa osadowa została zerodowana w czasie poprzedzającym transgresję dewońską.

W dewonie dolnym i środkowym miała miejsce transgresja morska. Na osadach dewonu (na powierzchni erozyjnej) utworzyła się asocjacja węglanowa podłoża GZW składająca się z dwóch kompleksów. Niższy reprezentuje stopniowe przejście od serii klastycznej w serię dolomityczną dewonu środkowego, natomiast wyższy to kompleks wapienny dewonu górnego przechodzący w sposób ciągły do karbonu dolnego.

Występująca na pograniczu karbonu dolnego i górnego asocjacja fliszowa jest świadectwem zmian zachodzących w zbiorniku i świadczy o jego stopniowym wypłycaniu. W karbonie górnym powstały osady klastyczne – iłowce, piaskowce, zlepieńce i mułowce z pokładami węgla kamiennego. Ich duża miąższość, szacowana na co najmniej 3500 m, wzrasta w kierunku północno-zachodnim. Świadczy to o tym, że obszar arkusza w tym czasie podlegał subsydencji. Dolną część karbonu dolnego reprezentują skały lądowe zawierające wkładki osadów morskich, świadczące o paralicznym charakterze zagłębia węglowego. Stworzenie warunków sedymentacji paralicznej związane było z częstymi transgresjami i regresjami morskimi. Pod koniec dolnej części karbonu górnego zaszła wyraźna zmiana charakteru sedymentacji z paralicznej na limniczną, osadziły się głównie piaskowce i zlepieńce. Prawdopodobnie obszar GZW w tym czasie był podnoszony. Warunki lądowe panowały aż do środkowej części karbonu górnego.

Osady permu występują tylko we wschodniej części obszaru arkusza Bielsko-Biała. Nawiercono 10-metrowy kompleks osadów wulkanoklastycznych, który leży na rozmytej powierzchni węglanowych utworów

dewonu. Kompleks ten stratygraficznie mieści się w dłuższej przerwie sedymentacyjnej spowodowanej wynurzeniem i denudacją, a ograniczonej skałami węglanowymi dewonu górnego w spągu oraz jury górnej w stropie. W karbonie, permie i triasie w północno-wschodniej części omawianego obszaru miała miejsce sedymentacja lądowa i wulkaniczna.

W południowej części obszaru arkusza występują utwory triasu środkowego i górnego wykształcone jako wapienie, dolomity i brekcje dolomityczne oraz łupki i piaskowce. Reprezentują one fragment morskiego zbiornika wewnątrzkarpackiego.

W mezozoiku na omawianym terenie występowało wyraźne zróżnicowanie pod względem paleogeograficznym. W części południowej trwał rozwój zbiorników morskich i sedymentacja utworów karpackich. Północna część obszaru, do jury dolnej, prawdopodobnie była lądem. W jurze środkowej miały miejsce transgresja i sedymentacja utworów węglanowych, która trwała także przez całą jurę górną. Osadziła się w tym czasie seria skał węglanowych z niewielkim udziałem materiału terygenicznego. Sedymentację górnojurajską zakończyły młodokimeryjskie ruchy wynoszące, trwające jeszcze w kredzie dolnej.

Na terenie Karpat od jury dolnej trwała akumulacja na terenie zbiornika pienińskiego, a od jury górnej – akumulacja utworów klastycznych w basenie fliszowym. Na obszarze arkusza od tytonu do hoterywu zachodziła morska sedymentacja węglanowej asocjacji warstw cieszyńskich. W tym czasie doszło prawdopodobnie do pierwszego etapu przebudowy zbiornika śląskiego i częściowego sfałdowania znajdujących się w nim utworów. Wyraźne pogłębienie miało miejsce w późnej kredzie i paleocenie, gdy doszło do sedymentacji utworów warstw godulskich i istebniańskich oraz akumulacji warstw inoceramowych w basenie magurskim. Basen fliszowy w czasie swego istnienia podlegał ruchom tektonicznym. W najwyższej kredzie–eocenie była to stopniowa subsydencja tektoniczna. Na przełomie eocenu i oligocenu miała miejsce szybka przebudowa tektoniczna basenu (faza pirenejska), która spowodowała gwałtowne jego spłycenie. W oligocenie nastąpił nawrót do stosunkowo szybkiej subsydencji.

W paleogenie nastąpiła przebudowa poszczególnych basenów karpackich o zróżnicowanej sedymentacji, co związane było z przebudową poszczególnych subzbiorników oraz istnieniem lokalnych wyniesień oraz kordylier, z których największe znaczenie miała kordyliera śląska. W paleogenie największe zróżnicowanie miało miejsce na terenie basenu magurskiego.

W oligocenie w basenach zewnętrznych rozwijała się sedymentacja serii menilitowo-krośnieńskiej, która w poszczególnych częściach basenu Karpat fliszowych była bardzo zróżnicowana. Spokojna sedymentacja tych warstw została przerwana na przełomie oligocenu i miocenu, w czasie ruchów orogenezy pirenejskiej. Doszło do sfałdowania i erozji utworów fliszowych, a przed nasuwającymi się Karpatami utworzone zostało zapadlisko.

Północna część obszaru arkusza w paleogenie była lądem, na którym trwały intensywne procesy denudacyjne. W ich wyniku utworzona została powierzchnia zrównania (Dziułyński, 1953; Gilewska, 1972; Oszczypko, Tomaś, 1976). Sedymentacja w basenie fliszowym zakończyła się w miocenie dolnym. Następnie miało miejsce sfałdowanie i szybka erozja utworów fliszowych oraz ruchy nasuwcze.

Pod koniec miocenu dolnego morze zaczęło wkraczać od południa na obszar zapadliska, wykorzystując obniżenia i paleodoliny. Powstały wtedy stożki, z materiału niesionego przez rzeki spływające z północy, formacji zlepieńców dębowieckich. Transgresja morska w badenie dolnym rozszerzyła się na cały obszar arkusza i osadziły się iły, piaski i piaskowce warstw skawińskich. Do końca badenu omawiany obszar podlegał obniżaniu, a następnie morze zaczęło się kurczyć oraz miała miejsce transgresja morska na Karpaty. W coraz bardziej wysładzającym się zbiorniku tworzyły się osady słodkowodne z lignitem. Na północny zachód od obszaru omawianego arkusza, w rejonie Gliwic, stwierdzono stopniowe przejście od iłów morskich do lądowych utworów sarmatu zawierających roślinność słodkowodną (Szafer, 1952; Krach, 1958; Łańcucka-Środoniowa, 1963; Książkiewicz i in., 1965; Worobiec, 1994; Alexandrowicz, 1963). Oznaczenia mikropaleontologiczne (otwornic i nanoplanktonu) potwierdzają teorię, że sedymentacja osadów morskich zachodziła co najmniej do badenu górnego. Jest bardzo prawdopodobne również, że trwała aż do sarmatu (S.W. Alexandrowicz, 1963) oraz panonu (Wójcik, Jugowiec, 1998). Najwyższe ogniwo miocenu tworzą silnie sfałdowane utwory serii andrychowskiej, które oddzielają kompleksy nasuwających się Karpat od autochtoniczej serii zapadliska. Częściowo zostały one odkłute i nasunięte ku północy przed czołem Karpat, tworząc płaszczowinę andrychowską. Są one złożone głównie z iłów i piasków mioceńskich, w których tkwią znacznych rozmiarów olistolity różnowiekowych skał karpackich.

Po wycofaniu się morza mioceńskiego rozpoczęło się modelowanie powierzchni przez procesy erozji rzecznej i denudacji. Od panonu na badanym obszarze zaznacza się hiatus, obejmujący przedział czasowy do czwartorzędu. W tym czasie teren ten stanowił obszar lądowy. Denudacja i erozja rzeczna trwająca od pliocenu do zlodowacenia Narwi, spowodowały powstanie obniżeń i dolin rzecznych. W pliocenie górnym oraz czwartorzędzie dolnym utworzyły się na obszarze Karpat spłaszczenia poziomów zrównań pogórskiego oraz przydolinnego (Starkel, 1972b), rozcinane podczas ruchów podnoszących. Niemałą rolę w ich powstaniu odegrały ruchy związane z nasuwaniem się Karpat i odnawiające się starsze linie tektoniczne. Spływ rzek z Karpat odbywał się przez cały pliocen i plejstocen dolny. Doszło wówczas do rozczłonkowania rzeźby terenu. W tym czasie Wisła leżała w dorzeczu Odry (Mojski, Rühle, 1965), o czym świadczą białe żwiry kwarcowe i żwiry z materiałem karpackim stwierdzane aż do rejonu Gliwic (Klimek, 1972). Podczas zlodowaceń najstarszych obszar arkusza w dalszym ciągu był rozcinany przez rzeki i cechował się stosunkowo małymi deniwelacjami. W części południowej na terenie Kotliny Orawskiej, od neogenu, zachodziły młode ruchy tektoniczne obniżające.

Lądolód zlodowaceń kompleksu południowopolskiego wkroczył na północną część omawianego obszaru, pozostawiając po sobie osady lodowcowe z moreną denną. Oparł się on o próg Beskidu Śląskiego i Małego. Prawdopodobnie wkroczył w Bramę Wilkowicką i być może dotarł do Kotliny Żywieckiej. W kierunku wschodnim lądolód sięgnął Harbutowic (Książkiewicz, 1951a) i wkroczył na południe od Myślenic (Starkel, 1972b). W czasie recesji lądolodu wody roztopowe odpływały w kierunku Bramy Krakowskiej, pozostawiając miąższe serie piaszczysto-żwirowe. Być może w południowo-wschodniej części obszaru arkusza w czasie tych zlodowaceń lodowce wyszły z Tatr na teren Podhala i wkroczyły na teren zapadliska orawskiego.

W interglacjale mazowieckim (wielkim) w wyniku erozji rzecznej nastąpiło głębokie rozcięcie osadów glacjalnych, a rzeki wcięły się w utwory podłoża mioceńskiego, co związane było z ruchami podnoszącymi w osiowych partiach Karpat i obniżającymi w obrębie kotlin.

W czasie zlodowaceń kompleksu środkowopolskiego wody wypływające z lądolodu w kierunku wschodnim osadziły serię piasków rzeczno-lodowcowych. Przykrywają je m.in. osady rzeczne zlodowaceń środkowopolskich. W tym czasie na terenie kotlin śródgórskich zachodziły ruchy obniżające.

W interglacjale eemskim doszło do ponownego rozcięcia pokryw rzecznych. Zaznaczył się on erozją wgłębną w dolinie Wisły i jej dopływach: Białej, Sole, Skawie i innych, natomiast w zagłębieniach doszło do akumulacji mułków. Ze zlodowaceniem Wisły wiąże się akumulacja miąższych pokryw lessowych oraz wzmożona akumulacja w pogłębionych w interglacjale eemskim dolinach, które zostały zasypane kilkumetrową serią osadów. W tym czasie małe lodowce pokryły także najwyższe grzbiety Karpat (Babią Górę, Pilsko) i pozostawiły po sobie ślady w postaci utworów lodowcowych. U podnóża grzbietów powstały szerokie stożki napływowe. U schyłku zlodowacenia w dolinach nastąpiło wyraźne rozcięcie utworów budujących tarasy, aż do żwirów i piasków rzecznych znajdujących się w poziomie współczesnego koryta Wisły. W odciętych starorzeczach utworzyły się torfy, mułki i kreda jeziorna.

Na terenie Kotliny Jeleśni występuje czwartorzędowe zapadlisko między dolinami Koszarawy i Sopotni Wielkiej (Wójcik, 1988). Zaburzenia w przebiegu tarasów wzdłuż dużych dolin, a zwłaszcza na terenie Kotliny Żywieckiej, wskazują na występowanie zarówno w obrębie Karpat, jak i zapadliska przedkarpackiego ruchów neotektonicznych.

W chłodnym klimacie zachodziło wietrzenie połączone z akumulacją materiału eolicznego i deluwialnego oraz zjawisko spełzywania i spłukiwania materiału ze stoków. Obecne były ruchy masowe (osuwiska) połączone z akumulacją osadów koluwialnych.

Holocen zaznaczył się głównie boczną migracją koryt i znaczną akumulacją piasków i żwirów. Nastąpiło pionowe nadbudowanie równiny zalewowej osadami facji korytowej. Jest to związane z wylesianiem

omawianego obszaru i uprawami rolniczymi, szczególnie uprawami roślin okopowych. Na zboczach do chwili obecnej zachodzą ruchy osuwiskowe, szczególnie w strefach występowania marglisto-ilastych osadów fliszowych i mioceńskich.

PODSUMOWANIE

Mapa utworów powierzchniowych arkusza Bielsko-Biała została zestawiona z 15 arkuszy SMGP. Przy opracowywaniu pierwszej edycji mapy do dyspozycji było ich znacznie mniej (Golonka, 1981). Mapa bez utworów czwartorzędowych zestawiona została ze szkiców geologicznych odkrytych, zamieszczonych w objaśnieniach do poszczególnych arkuszy SMGP.

Zreambulowana mapa odkryta przedstawia zachodni fragment zapadliska przedkarpackiego, Karpaty zewnętrzne obejmujące najwyżej wyniesione grzbiety górskie Babiej Góry i Pilska oraz południowo-zachodni fragment terenu należący do Karpat wewnętrznych. Na granicy Karpat zewnętrznych i wewnętrznych występuje młoda struktura tektoniczna – zapadlisko orawskie.

Zreambulowana mapa utworów powierzchniowych różni się od pierwszego wydania zarówno pod względem zasięgu poszczególnych serii skalnych, które nie były znane w czasie powstawania pierwszej edycji mapy, jak i ich przynależności stratygraficznej. Dotyczy to zwłaszcza występowania osadów lodowcowych w obrębie grzbietu Babiej Góry i Pilska związanych z małymi lodowcami górskimi oraz utworów występujących pod utworami lodowcowymi na terenie Kotliny Oświęcimskiej.

Osady czwartorzędowe zostały przedstawione w schemacie stratygraficznym, odpowiadającym aktualnemu stanowi wiedzy. Prowadzone w przyszłości prace geologiczne powinny uwzględnić badanie bardzo niepewnych stanowisk osadów lodowcowych w północno-zachodniej części terenu, gdzie należałoby podjąć próbę uporządkowania poziomów glacjalnych, zwłaszcza związanych z możliwością dwukrotnego wkroczenia lądolodu na ten teren. Odrębnym zagadnieniem jest wyznaczenie linii maksymalnego zasięgu lądolodu skandynawskiego i ustalenie, czy wkroczył on na teren Karpat przez Bramę Wilkowicką oraz ustalenie pochodzenia głazów skał osadowych i krystalicznych w tym różowego granitu w rejonie Gilowic (czy są to eratyki, czy egzotyki?).

Północna część terenu arkusza, teren Pogórza Karpackiego oraz Kotliny Oświęcimskiej, jest pokryta w przeważającej części utworami czwartorzędowymi, zwłaszcza lessami o miąższości od paru do ponad 28 m, które są słabo rozpoznane i wymagają szczegółowych badań stratygraficznych. Leżą one na utworach starszych o różnej genezie. Mimo wykonania licznych wierceń, utwory czwartorzędowe na tym obszarze były słabo rozpoznane.

Z dotychczasowych badań wynika, że na przedpolu progu Beskidu Małego i Karpat występują różnowiekowe rynny erozyjne wypełnione aluwiami rzecznymi. Czas erozji i wiek wypełniających je osadów nie został dostatecznie rozpoznany ani w dolinie Wisły, ani w dolinach jej dopływów. Przyjęto, że rynny mogły zostać wycięte pod koniec pięter zimnych plejstocenu lub w interglacjałach, a wypełnienie ich związane jest z interglacjałami. Przyjęto także, że tarasy rzeczne zostały utworzone w piętrach zimnych plejstocenu, kiedy była wzmożona dostawa materiału ze stoków w wyniku soliflukcji. Potwierdzenie tych przypuszczeń wymaga jednak dalszych badań.

Na terenie arkusza występują zapadliska tektoniczne i kotliny śródgórskie o zróżnicowanym wykształceniu i zróżnicowanej miąższości utworów czwartorzędowych, które miały wpływ na wykształcenie tarasów rzecznych. Nowe dane związane z rozpoznaniem wiertniczym pokazały zwiększone miąższości aluwiów w Kotlinie Jeleśni, co powiązano z czwartorzędową aktywnością tektoniczną w obrębie strefy raczańskiej. Również nowe dane z Kotliny Orawskiej oraz wstępne wyniki badań palinologicznych wskazują na to, że akumulacja aluwiów zawierających materiał tatrzański zachodziła już w pliocenie.

Teren arkusza charakteryzuje się występowaniem licznych osuwisk, zwłaszcza w beskidzkiej jego części, gdzie występują duże osuwiska skalne. Na mapie zaznaczono tylko największe z nich. Wiek osuwisk oznaczony metodą ^{14}C pokazuje, że rozwijały się one od późnego glacjału, a ich aktywność przejawiała się w różnych okresach holocenu.

Nierozwiązanymi problemami są również wiek najmłodszych osadów występujących na terenie płaszczowiny magurskiej i wiek osadów neogeńskich znajdujących się przed czołem nasunięcia karpackiego, a także utworów leżących na zerodowanej powierzchni Karpat.

W rejonie Andrychowa została wyróżniona nowa jednostka tektoniczna związana ze sfałdowanymi utworami neogeńskimi w strefie występowania, tzw. skałek andrychowskich (andrychowskiego pasa skałkowego). Zbudowana jest ona ze zróżnicowanego inwentarza skalnego zawierającego olistolity skał krystalicznych (m.in. bloki tonalitów), bloki fliszowe, utwory dolnomioceńskie i młode panońskie serie mułowcowo-ilaste. Wiek najmłodszych utworów mioceńskich sfałdowanych i zawierających olistolity fliszowe i krystaliczne w strefie nasunięcia czoła płaszczowiny śląskiej wymagają dalszych badań. Reinterpretacji wymagają również profile niektórych otworów przebijających flisz karpacki.

Kraków, 2018 r.

LITERATURA

ALEXANDROWICZ S.W., 1954 — Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol*., **4**, 3: 361–390.

ALEXANDROWICZ S.W., 1955 — Uwagi o genezie przełomu Wisły pod Tyńcem. *Biul. Inst. Geol*., 97.

ALEXANDROWICZ S.W., 1956 — Stary obryw skalny w Tyńcu koło Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 108: 5–16.

ALEXANDROWICZ S.W., 1959 — O wieku transgresywnych osadów miocenu w Mazańcowicach (koło Bielska). *Kwart. Geol.*, **3**, 3.

ALEXANDROWICZ S.W., 1960 — Budowa geologiczna okolic Tyńca. *Biul. Inst. Geol.*, 152.

ALEXANDROWICZ S.W., 1963 — Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Pr. Inst. Geol.*, **39**.

ALEXANDROWICZ S.W., 1964 — Przejawy tektoniki mioceńskiej w Zagłębiu Górnośląskim. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 2.

ALEXANDROWICZ S.W., 1965 — Rozwój zapadliska przedkarpackiego w świetle badań nad stratygrafią miocenu południowej Polski. *Geof. Geol. Naft.*, 7–9.

ALEXANDROWICZ S.W., 1966 — Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. *Zesz. Nauk. AGH*, 157. Rozprawy, 78.

ALEXANDROWICZ S.W., 1969 — Utwory paleogenu w południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **39**, 4.

ALEXANDROWICZ S.W., 1970 — Pozycja stratygraficzna warstw kłodnickich w miocenie Zagłębia Górnośląskiego. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, **13**, 2: 573–576.

ALEXANDROWICZ S.W., 1974 — Profil wzorcowy warstw skawińskich (badenian) w Skawinie koło Krakowa. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, **17**, 1.

ALEXANDROWICZ S.W., 1977 — Zespoły otwornic w miocenie Karpat zewnętrznych w świetle analizy taksonomicznej. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, **20**, 1 (I–VI 1976): 149–151.

ALEXANDROWICZ S.W., 1978 — The northern slope of Babia Góra Mts. as a huge rock slump. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **12**: 133–148.

ALEXANDROWICZ S.W., BOJKOWSKI K., BRZOZOWSKA M., BUKOWY S., CZEKAJ A., JACHOWICZ A., KOTLICKI S., MOSZCZYŃSKA U., 1968 — Wyniki wiercenia Borek Szlachecki 1. *Biul. Inst. Geol.*, 212.

ALEXANDROWICZ W.P., 1991a — Czwartorzędowe pokrywy rzeczne i stokowe w dolinie Soły między Rajczą Dolną a Żywcem. *Kwart. AGH*, *Geol*., **17**, 1–2.

ALEXANDROWICZ W.P., 1991b — Zespoły mięczaków w madach historycznych Kotliny Żywieckiej. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, **33**, 1.

ALEXANDROWICZ Z., 1963 — Skałki fliszowe w rezerwacie „Madohora". *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, **19**, 6.

ALEXANDROWICZ Z., 1976 — Ochrona przyrody Karpat Polskich jako warunek wykorzystania złóż surowców skalnych. *Zesz. Nauk. AGH*, *Geol.*, **2**, 4.

ALEXANDROWICZ Z., 1978 — Skałki piaskowcowe Zachodnich Karpat fliszowych. *Pr. Geol*., 113. *Komis. Nauk. Geol. PAN, Krak.*: 1–87.

ALEXANDROWICZ Z., 1989 — Ochrona przyrody i krajobrazu Karpat polskich. *Stud. Naturae, Ser. B*, **33**.

ALEXANDROWICZ Z., ALEXANDROWICZ S.W., 1988 — Ridge-top trenches and rifts in the Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **58**, 1–2.

ALEKSANDROWSKI P., 1985 — Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **55**.

ALEKSANDROWSKI P., 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. *Stud. Geol. Pol*., **96**.

ANDRUSOV D., 1938 — Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západnich Karpatoch. Č. 3 – Tektonika. *Rozpr. Stát. Geol. Úst. CSR*, 9.

ANDRUSOV D., 1959 — Geológia československých Karpát. Slov. Akad. Vied., Bratislava.

ANDRUSOV D., 1965 — Geologia československych Karpat, 3. Slov. Akad. Vied., Bratislava.

ANDRUSOV D., BYSTRICKÁ H., KÖHLER E., 1962 — Globigerínový horizont v centrálnokarpatskom paleogéne. *Geol. Sbor*., **13**, 2: 179–182.

BAC-MOSZASZWILI M.,1995 — Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in the Tatra Mountains. *Fol. Quatern.*, 66: 131–144.

BADAK J., 1966a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Czarny Dunajec (wydanie tymczasowe). Wyd. Geol., Warszawa.

BADAK J., 1966b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Jabłonka (wydanie tymczasowe). Wyd. Geol., Warszawa.

BADAK J., 1966c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Rabka (wydanie tymczasowe). Wyd. Geol., Warszawa.

BADAK J., 1966d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Zawoja (wydanie tymczasowe). Wyd. Geol., Warszawa.

BAIER A., 1881 — Fine geologische Excursion in die Umgebung von Bielitz-Biala. *Jb. Staats-Oberrealschule in Bielitz*, 8.

BAJGIER M., 1988 — Ewolucja tektoniczna wschodniej części Beskidu Śląskiego i zachodniej części Kotliny Żywieckiej. *Fol. Geogr., Geogr.-Phys.*, 20.

BAJGIER M., 1989 — Wpływ morfostruktury na rozwój głębokich osuwisk na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim. *Fol. Geogr., Geogr.-Phys*., 21.

BAJGIER M., 1993 — Rola struktury geologicznej w ewolucji rzeźby wschodniego skłonu Beskidu Śląskiego i zachodniej części Kotliny Żywieckiej. *Kwart. AGH, Geol*., **19**, 1.

BAJGIER M., 1994 — Rola grawitacyjnych ruchów mas skalnych w rozwoju progu zachodniej części Beskidu Małego. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków*, 170; *Pr. Geogr.*, 15.

BALCER J., KOSZARSKI L.,1990 — Pozycja geologiczna i mikrofauna warstw z Szydłowca i Gorzenia w Karpatach *Spraw. z Pos. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie*, **34**, 1–2.

BARAN U., JAWOR E., JAWOROWA W., 1996 — Wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. *W*: Przew. 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Szczyrk, 6–9 czerwca 1996 r.

BAUMGART-KOTARBA M., 1974 — Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. *Pr. Geogr. PAN*, 106: 1–136.

BAUMGART-KOTARBA M., 1982 — Ruchy tektoniczne na wschodnim Podhalu w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej i lineamentów uzyskanych z obrazu satelitarnego. *Prz. Geogr*., **53**, 4: 725–736.

BAUMGART-KOTARBA M., 1983 — Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). *Pr. Geogr*., 145: 1–133.

BAUMGART-KOTARBA M., 1992 — The geomorphological evolution of the intramontane Orawa Basin associated with neotectonic movements (Polish Carpathians). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan*., **25–26**: 3–28.

BAUMGART-KOTARBA M., 1996 — On origine and age of the Orava Basin, West Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **30**: 101–116.

BAUMGART-KOTARBA M., 2001 — Continuous tectonic evolution of the Orava Basin (Northern Carpathians) from the Late Badenian to the present-day? *Geol. Carpath.*, **52**, 2: 103–110.

BAUMGART-KOTARBA M., GIL E., KOTARBA A., 1969 — Rola struktury w ewolucji obszarów źródłowych Wisły i Olzy. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan*., **3**: 78–87.

BĄK K., 1995 — Trace fossils and ichnofabrics in the Upper Cretaceous red deep-water marly deposits of the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **64**: 81–97.

BĄK K., 1998 — Planktonic foraminiferal biostratigraphy, Upper Cretaceous red pelagic deposits, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol*., **111**: 7–92.

BĄK K., 2000 — Biostratigraphy of deep-water agglutinated Foraminifera in Scalia Rossa-type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *W*: Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera (M.B. Hart i in., red.). *Grzybowski Found. Spec. Publ*., 7: 15–41.

BĄK K., UCHMAN A., BĄK M., 2000 — Agglutinated foraminifera, radiolaria and trace fossils from the Upper Cretaceous deep-water variegated shales at Trawne Stream, Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci*., **48**, 1: 1–32.

BĄK K., BĄK M., PAUL Z., 2001 — Barnasiówka Radiolarian Shale Formation – a new lithostratigraphic unit in the Upper Cenomanian – lowermost Turonian of the Polish Outer Carpathians (Silesian Series). *Ann. Soc. Geol. Pol*., **71**, 2: 75–103.

BEDNARZ S., 1986 — Osuwiska na górze Przykrzec koło Jordanowa (Beskid Średni). *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **12**, 1.

BIEDA F., 1946 — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **16**: 1–52.

BIEDA F., 1948 — Przyczynek do znajomości otwornic fliszu karpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **17**.

BIEDA F., 1959 — Numulity serii magurskiej polskich Karpat Zachodnich. *Biul. Inst. Geol*., 131.

BIEDA F., 1966 — Duże otwornice z eocenu serii magurskiej okolic Babiej Góry. *W:* Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Babia-Góra, 2–5 czerwca 1966 r. Wyd. Geol., Warszawa: 60–70.

BIEDA F., 1968 — Formacja numulityczna w zachodnich Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **38**, 2–3.

BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M., ŻYTKO K., 1963 — Stratygraphie des Carpathes Externes Polonaises. *Biul. Inst. Geol*., 181: 5–174.

BIEDA F., HORWITZ L., 1931 — Próba stratygrafii trzeciorzędu Podhala. *Spraw. Państw. Inst. Geol*., **6**, 4: 775–785.

BIEDA F., JEDNOROWSKA A., KSIĄŻKIEWICZ M., 1967 — Stratigraphy of the Magura Series around Babia Góra. *Biul. Inst. Geol*., 211: 293–324.

BIEDA F., KSIĄŻKIEWICZ M., 1958 — On the age of the Babia Góra sandstone (In Polish, English summary). *Kwart. Geol*., **2**: 841–853.

BIEDA F., ŻYTKO K., 1960 — Uwagi o stratygrafii serii magurskiej okolic Milówki na południe od Żywca. *Kwart. Geol*., **4**, 3: 772–786.

BIRKENMAJER K., 1954 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych nad neogenem na Podhalu w latach 1949–1951. *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu. *Biul. Inst. Geol*., 86.

BIRKENMAJER K., 1958a — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część 1. Szkic geologiczny pasa skałkowego. Wyd. Geol., Warszawa.

BIRKENMAJER K., 1958b — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część 2. Wycieczki w rejonie Czarny Dunajec–Nowy Targ–Frydman. Wyd. Geol., Warszawa.

BIRKENMAJER K., 1963 — Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Stud. Geol. Pol*., **9**: 1–380.

BIRKENMAJER K., 1965 — Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **35**, 3: 327–356.

BIRKENMAJER K., 1973 — Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 2 – Mezozoik. Inst. Geol., Warszawa.

BIRKENMAJER K., 1978 — Neogene to Early Pleistocene subsidence close to Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **12**: 17–28.

BIRKENMAJER K., 1979 — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol., Warszawa.

BIRKENMAJER K., BORYSŁAWSKI A., CIESZKOWSKI M., CHOWANIEC J., SOKOŁOWSKI J., WOŹNICKI J., 1985 — Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow-Zakopane). Guide to excursion 2. Carpatho-Balkan Geological Association 13th Congres. Cracow, Poland, 1985.

BIRKENMAJER K., MYCZYŃSKI R., 1984 — Fauna and age of the nodular limestones near Niedzica and Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol*., **83**: 7–24.

BIRKENMAJER K., MYCZYŃSKI R., 2000 — Bajocian age of the Podzamcze Limestone Formation at Stare Bystre, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland) based on its macrofauna. *Stud. Geol. Pol*., **117**: 49–68.

BIRKENMAJER K., WIESER T., 1956 — Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego. *Acta Geol. Pol*., **6**, 1.

BLAICHER J., 1961 — Poziom wapiennej mikrofauny w górnym eocenie serii magurskiej. *Biul. Inst. Geol*., 166: 5–54.

BLAICHER J., 1964 — Niektóre globigeryny paleogenu Karpat i ich znaczenie stratygraficzne. *Kwart. Geol*., **8**, 4.

BLAICHER J., 1967 — Assemblages of small foraminifera from the Sub-menilite Globigerina Marls in the Carpathians. *Biul. Inst. Geol*., 211: 355–364.

BLAICHER J., 1973 — Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol*, 265. *Z badań geologicznych w Karpatach*, **16**: 105–133.

BOBER L.,1983 — Osuwiska dorzecza Raby. *Kwart. Geol*., **27**, 2.

BOBER L., 1984 — Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol*., 340.

BOBER L., NOWICKA D., WÓJCIK A., 1980 — Utwory czwartorzędowe w dolinie Skawy między Wadowicami a Zatorem. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **50**, 1: 119–137.

BOBER L., THIEL K., ZABUSKI L., 1997 — Zjawiska osuwiskowe w Polskich Karpatach fliszowych. Geologiczno-inżynierskie właściwości wybranych osuwisk. IBW PAN, Gdańsk: 1–102.

BOBER L., WÓJCIK A., 1977 — Structural landslides in the region of the Prusów ridge (Beskid Żywiecki Mts.). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan*., **11**: 155–167.

BOJDYS G., LEMBERGER M., 1986 — Modelowania grawimetryczne jako metoda badania budowy litosfery na przykładzie Karpat. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, 33.

BORATYN J., KMIECIAK M., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 (reambulacja), ark. Rabka (1032). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

BORETTI-ONYSZKIEWICZ W., 1968 — Cios we fliszu zachodniego Podhala. *Acta Geol. Pol*., **18**, 1: 101–152.

BORYSŁAWSKI A., 1980 — Trzebunia IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol*., 49.

BORYSŁAWSKI A., 1985 — Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Tokarnią a Lubniem (praca doktorska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

BORYSŁAWSKI A., GOLONKA J., PAUL Z., RYŁKO W., 1981 — Wzajemny stosunek stref tektoniczno-facjalnych płaszczowiny magurskiej. *Kwart. Geol*., **25**, 4.

BROMOWICZ J., ROWIŃSKI Z., 1965 — Kilka uwag o piaskowcach fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol*., **9**, 4.

BROMOWICZ J., GUCIK S., MAGIERA J., MOROZ-KOPCZYŃSKA M., NOWAK T.W., PESZAT C., 1976 — Piaskowce karpackie, ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, **2**, 2.

BRZOZOWSKA M., 1973 — Badania megasporowe z otworu Borzęta IG-1. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczo-strukturalno-parametrycznego Borzęta IG-1 (S. Gucik, L. Koszarski, red.). Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

BUŁA Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i Zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol*., **171**: 1–63.

BUŁA Z., 2001 — Litologia i stratygrafia klastycznych utworów karbonu i dolnego permu w profilu otworu Tarnawa-1. *W*: Paleozoik podłoża centralnej części polskich Karpat zewnętrznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**.

BUŁA Z., 2008 — Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Tekst objaśniający. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCIŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYM A., MAĆKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J., 2008 — Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BUŁA Z., HABRYN R. (red.), 2008 — Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego 1:300 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BUŁA Z., JACHOWICZ M., 1996 — The lower Paleozoic sediments in the Upper Sillesian Block. *Geol. Quart.*, **40**, 3: 299–236.

BUŁA Z., JACHOWICZ M., PRICHYSTAL A., 1997a — Lower Paleozoic deposits of the Brunovistulicum. *Terra Nostra*, 11: 32–38.

BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997b — Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). *Geol. Mag.*, **133**: 669–677.

BUŁA Z., JURA D., 1983a — Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Zesz. Nauk. AGH*, **9**, 1.

BUŁA Z., JURA D., 1983b — Uwagi o rozwoju molasy rowu przedgórskiego Karpat na Śląsku Cieszyńskim. *Prz. Geol.*, **31**, 12.

BUŁA Z., KOTAS A., 1994 — Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, cz. 3. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BUŁA Z., ŻABA J., 2005 — Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W*: Przew. 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Rudy k. Rybnika, 14–16 września 2005 r.: 14–42.

BURTAN J., 1933 — Geologia okolicy Myślenic na zachód od Raby. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **9**.

BURTAN J., 1936 — Stratigraphie der Schlesischen Beskiden. *Spraw. PAU*, 41.

BURTAN J., 1962 — Wiercenie Rzeszotary 2 (Komunikat wstępny). *Kwart Geol.*, **6**, 2.

BURTAN J., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Myślenice (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

BURTAN J., 1968a — The Pre-Magura Scale. Guide to Exc. C 44, Poland. *W*: Geology of the Polish Flysch Carpathians. 23th Intern. Geol. Congress, Prague. Inst. Geol., Warszawa.

BURTAN J., 1968b — The Tectonic Window of Żywiec. Guide to Exc. C 44, Poland. *W*: Geology of the Polish Flysch Carpathians. 23th Intern. Geol. Congress, Prague. Inst. Geol., Warszawa.

BURTAN J., 1973a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wisła (1028). Inst. Geol., Warszawa.

BURTAN J., 1973b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wisła (1028). Inst. Geol., Warszawa.

BURTAN J., SOKOŁOWSKI S., 1956 — Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich. *Prz. Geol.*, **4**, 10.

BURTAN J., SOKOŁOWSKI S., SIKORA W., ŻYTKO K., 1959 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Milówka (1029). Inst. Geol., Warszawa.

BURTAN J., SZYMAKOWSKA F., 1964 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Osielec (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

BURTAN J., TURNAU-MORAWSKA M., 1978 — Biochemiczne skały krzemionkowe Zachodnich Karpat fliszowych. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 111.

BURTANÓWNA J., KONIOR K., KSIĄŻKIEWICZ M., 1937 — Mapa geologiczna Karpat Śląskich. PAU, Kraków.

CEGŁA J., 1960 — Z badań nad utworami pyłowymi kotlin karpackich. *Ann. UMCS, Sec. B*, **15**, 7.

CEGŁA J., 1963 — Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami Polski. *Ann. UMCS, Sec. B.*, **18**, 4.

CEGŁA J., 1972 — Sedymentacja lessów w Polsce. *Acta Univ. Wratisl*., 168, *Stud. Geogr*., 17: 3–71.

CHODYŃ R., 2002 — Budowa geologiczna strefy Siar w rejonie Mutnego na tle profilu litostratygraficznego płaszczowiny magurskiej między Zwardoniem a Suchą Beskidzką (polskie Karpaty fliszowe). *Prz. Geol*., **50**, 2: 139–147.

CHOWANIEC J., FREIWALD P., OPERACZ T., OWSIAK P., 2011 — Dokumentacja hydrogeologiczna z wykonania trzech otworów obserwacyjno-badawczych w Jabłonce dla Stacji I-go rzędu Stacjonarnych Obserwacji Wód Podziemnych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. Arch. Starostwa Powiatowego w Nowym Targu. Narod. Arch. Geol PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

CHOWANIEC J., OLSZEWSKA B., POPRAWA D., SKULICH J., SMAGOWICZ M., 1992 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych – wody termalne. Otwór Chochołów PIG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

CIESZKOWSKI M., 1992 — Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura Nappe, Flysch Carpathians (south Poland). *Geol. Carpath.*, **43**, 6: 339–346.

CIESZKOWSKI M., 1995 — Utwory morskiego miocenu w rejonie Nowego Targu i ich znaczenie dla określenia czasu powstania śródgórskiego zapadliska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, **21**, 2: 153–168.

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. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **77**: 269–290.

CIESZKOWSKI M., KYSIAK T., SZCZĘCH M., WOLSKA A., 2017 — Geology of the Magura Nappe in the Osielec area with emphasis on an Eocene olistostrome with metabasite olistolits (Outer Carpathians), Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **87**: 169–182,

CIESZKOWSKI M., MALATA E., WIESER T., 1985 — Stratigraphic position of the Sub-Magura Beds and tuff horizons in Pewel Mała (Beskid Żywiecki Mts.). Guide to Exc. 1 (T. Wieser, red.). *W*: Fundamental Research in the Western part of Polish Carpathians. CBGA 13th Congress, Kraków.

CIESZKOWSKI M., OLSZEWSKA B., 1986 — Malcov beds in Magura nappe, near Nowy Targ, outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol*., 56: 53–71.

CIESZKOWSKI M., OLSZEWSKA B., SMAGOWICZ M., 1993 — Utwory miocenu morskiego w rejonie Nowego Targu. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, **35**, 1–2 (za 1991 r.): 245–249.

CIESZKOWSKI M., SIKORA W., 1976 — Geologiczne wyniki z otworu wiertniczego Obidowa IG-1 (polskie Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol*., **20**, 2.

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. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc*., **49**, 2: 137–149.

COUVERING J.A., AUBRY M.P., BERGGREN W.A., BUJAK J.P., NAESER C.W., WIESER T., 1981 — The terminal Eocen event and the Polish connection. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **36**, 3–4.

CZARNOCKI S., 1932 — Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych wykonanych w ostatnim dwudziestoleciu. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 32.

CZARNOCKI J., 1933 — Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 36: 16–25.

CZARNOCKI S., 1935 — Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914–1934). *W*: Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

CZEKAJ A., 1958 — Karta otworu Borek Szlachecki. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

DEMBOWSKI Z., KOTAS A., MALCZYK W., 1964 — Identyfikacja pokładów węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Pr. Inst. Geol.*, **186**.

DESZCZ-WERNER H., 1959 — Złoża siarki w Swoszowicach. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

DOKTOR M., 1983 — Sedymentacja osadów żwirowych w miocenie na przedpolu Karpat. *Stud. Geol. Pol.*, **78**.

DOKTOR M., 1993 — Zróżnicowanie gruboklastycznych osadów miocenu na obszarze Śląska Cieszyńskiego. *W:* Mat. Konf. 2. Kraj. Spotkania Sedymentologów. Wrocław, 4–7 września.

DOKTOR M., 1994 — Pozycja i cechy sedymentacyjne zlepieńca dębowieckiego – trzeciorzęd zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. *W:* Mat. Konf. 3. Kraj. Spotkania Sedymentologów. Sosnowiec, 12–15 września 1994 r.

DOKTOROWICZ-HREBNICKI S., 1959a — Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, wyd. A – Mapa stratygraficzna 1:100 000. Inst. Geol., Warszawa.

DOKTOROWICZ-HREBNICKI S., 1959b — Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, wyd. C – Mapa strukturalna 1:100 000. Inst. Geol., Warszawa.

DOKTOROWICZ-HREBNICKI S., 1960 — Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, wyd. B – Mapa stratygraficzna bez utworów czwartorzędowych 1:100 000. Inst. Geol., Warszawa.

DRWIŁA S., 1972 — Dokumentacja badań geofizycznych „Karpaty". Narod. Arch. Geol. PIG–PIB, Warszawa.

DUDZIAK J., 1961 — Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN,* Oddz. w Krakowie, 5.

DUDZIAK J.,1966 — Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 5.

DUDZIAK J., 1970 — Studia nad kierunkami transgresji lądolodu plejstoceńskiego. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 66.

DUDZIAK J., 1983 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. I: Formacja zakopiańska dolin Białego Dunajca i Białki. *Stud. Geol. Pol.*, **77**: 56–81.

DUDZIAK J., 1984 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. II: Formacja zakopiańska dolin Małej Łąki, Białego Potoku i Suchej Wody. *Stud. Geol. Pol.*, **83**: 67–83.

DUDZIAK J., 1986 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. III: Formacje chochołowska i ostryska. *Stud. Geol. Pol*., **88**: 157–174.

DUNIKOWSKI E., 1885 — Studya geologiczne w Karpatach, cz. I, Karpaty Powiatu Wadowickiego. *Kosmos*, **10**.

DYDUCH-FALINOWSKA A. (red.), 1999 — CORINE biotopes w integracji danych przyrodniczych w Polsce. Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków.

DZIERWA K., KICIŃSKA L., PELCZAR A., WIECZOREK T., 1962 — Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla zbiornika przeciwpowodziowego Przyborów na rzece Koszarawie. Arch. PGBW Hydrogeo, Kraków.

DŻUŁYŃSKI S., 1952 — Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **21**, 2.

DŻUŁYŃSKI S., 1953 — Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, **3**, 3: 325–440.

FAJKLEWICZ Z., 1960 — Interpretacja zdjęcia grawimetrycznego z rejonu środkowej części Przedgórza Karpat. Arch. PGNiG, Kraków.

FRIEDBERG W., 1928 — Studia nad formacją mioceńską Polski. IV. *Kosmos*, **53**, 2–3: 313–325.

GAJEWSKI A., PEPEL A., 2000 — Badania magnetotelluryczne – stan aktualny i perspektywy w kontekście międzynarodowego projektu badań geofizycznych w Karpatach. *W*: Mat. Sem. Wysokoczęstotliwościowe badania magnetotelluryczne w Polsce. Kraków, 6–8 kwietnia 2000 r.: 6–8.

GARECKA M., 2005 — Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene–Miocene, Inner Carpathians, Poland). *Stud. Geol. Pol.*, **124**: 353–369.

GARECKA M., JUGOWIEC M., 1999 — Wyniki badań biostratygraficznych miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie nanoplanktonu wapiennego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 29–42.

GARECKA M., MARCINIEC P., OLSZEWSKA B., WÓJCIK A., 1996 — Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów mioceńskich w podłożu Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, **44**, 5: 495–501.

GARLICKA I., 1974 — Horizon with Stomiosphaerids in the Upper Jurassic of the Carpathian Foreland (southern Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **44**, 1: 37–50.

GARLICKA I., TARKOWSKI R., 1975 — Biostratygraphy and microfacies development of the Lower and Midle Oxfordian at Zalas near Cracov. *Bull. Acad. Pol. Sc, Ser. Terre*, 1: 59–68.

GARLICKI A., 1964 — Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia na zachód od Wieliczki. *Kwart. Geol.*, **4**.

GARLICKI A., 1968 — Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, 215.

GASINSKI A., 1998 — Campanian-Maastrichtian paleoecology and paleobiogeography of the Andrychów Klippes, Outer Carpathians, Poland. Rozprawy Habilitacyjne UJ, 333: 1–90.

GAWEŁ A., 1924 — Beitrage zur Kenntnis der Feuersteine und Hornsteine aus dem sudpolonischen Gebiete. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. A, Spraw. PAU.*

GAŹDZICKA E., 1994 — Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Geol. Quart.*, **38**, 3: 553–570.

GAŹDZICKA E., 1999 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego. Sprawozdanie. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chłopowo (309). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

GAŹDZICKA E., ŻARSKI M., SWADŹBA R., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec (1048) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

GĄSIOROWSKI S., 1962 — Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. *Stud. Geol. Pol.*, **10**: 1–144.

GEDL P., 1998 — Wiek fliszu podhalańskiego na podstawie dinocyst. *Prz. Geol.*, **46**, 1: 45–46.

GEDL P., 1999 — The age of base of the Podhale Palaeogene flysch (Inner Carpathians, Poland) based on dinocysts. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **47**, 2–3: 77–102.

GEDL P., 2000a — Biostratigraphy and paleoenvironment of the Podhale Paleogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of the palinological studies, part II. Summary and systematic. *Stud. Geol. Pol.*, **117**: 155–309.

GEDL P., 2000b — Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu Podhala w świetle badań palinologicznych, cz. I. *Stud. Geol. Pol.*, **117**: 69–154.

GERLACH T., 1991 — Model tworzenia lessów w centralnej części polskich Karpat fliszowych w okresie Vistulianu. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN, *Conf. Papers*, 14.

GERLACH T., 1993 — Karpacka odmiana lessów. Wydanie specjalne. Państw. Inst. Geol. i PAN, Warszawa.

GERLACH T., KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ M., SZCZEPANEK K., ALEXANDROWICZ S.W., 1991 — Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, **17**, 1–2.

GEROCH S., 1957 — Uvigerinammina jankoi Majzon (Foraminifera) we fliszu Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **25**: 231–244.

GEROCH S., 1960 — Zespoły mikrofauny z kredy i paleogenu serii śląskiej w Beskidzie Śląskim. *Biul. Inst. Geol*., 153.

GEROCH S., 1966 — Małe otwornice dolnej kredy serii śląskiej w polskich Karpatach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **36**, 4.

GEROCH S., 1967 — Some assemblages of microfauna from the Silesian Series of the Western Polish Carpathians. *Biul. Inst. Geol.*, 211.

GEROCH S., GRADZIŃSKI R., 1955 — Stratygrafia serii podśląskiej żywieckiego okna tektonicznego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **24**, 1.

GEROCH S., JEDNOROWSKA A., KSIĄŻKIEWICZ M., LISZKOWA J., 1967 — Stratigraphy based upon microfauna in the Western Polish Carpathians. *Biul. Inst. Geol.*, 211.

GEROCH S., NOWAK W., 1963 — Profil dolnej kredy śląskiej w Lipniku koło Bielska. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **33**, 2.

GEROCH S., NOWAK W., 1974 — Stratygrafia utworów fliszowych jednostki śląskiej „zewnętrznej" i jednostki podśląskiej w otworze badawczym Łodygowice IG-1. *Kwart. Geol*., **18**, 4.

GILEWSKA S., 1986 — Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Prz. Geogr*., **58**, 1–2: 15–40.

GILEWSKA S., 1972 — Wyżyny Śląsko-Małopolskie. *W*: Geomorfologia Polski. **1**. PWN, Warszawa.

GILEWSKA S., STARKEL L., 1980 — Rzeźba miejskiego województwa krakowskiego. *Fol. Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, 13.

GILOT L.E., NIEDZIAŁKOWSKA E., SOBOLEWSKA M., STARKEL L., 1982 — Pleniglacial alluvial fan of the Biała Stream at Kaniów near Czechowice (the Oświęcim Basin). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **15**.

GOLONKA J., 1981 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Bielsko-Biała. Wyd. Geol., Warszawa.

GOLONKA J., BORYSŁAWSKI A., PAUL Z., RYŁKO W., 1979a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Bielsko-Biała, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.

GOLONKA J., BORYSŁAWSKI A., PAUL Z., RYŁKO W., 1979b — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, wyd. B, ark. Bielsko-Biała. Wyd. Geol., Warszawa.

GOLONKA J., CIESZKOWSKI M., CHODYŃ R., CHRUSTEK M., 2004 — Faults, block rotations and the origin of the Orava Basin in the western part of the Polish Outer Carpathians. *W*: Proceedings of the 9th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 2. Meeting of the Central European Tectonic Group (M. Svojtka, red.). Lucenec, czerwiec 22–25, 2004 r., Slovakia.

GOLONKA J., KROBICKI M., 2006 — Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Passage: Żywiec–Andrychów–Štramberk-type liemestones (olistoliths). *W*: Field trip guidebook. 7th International Congress on the Jurassic System. Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians (A. Wierzbowski, R. Aubrecht, J. Golonka, J. Gutowski, M. Krobicki, B.A. Matyja, G. Pieńkowski, A. Uchman, red.). Kraków, 6–18 września 2006 r.

GOLONKA J., KROBICKI M., WAŚKOWSKA A., CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A., 2015 — Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geol. Mag*., **152**, 2: 269–286.

GOLONKA J., WAŚKOWSKA-OLIWA A., 2007 — Stratygrafia polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *AGH, Geol.*, **33**, 4 (1): 5–28.

GOLONKA J., WÓJCIK A., 1976 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Jeleśnia (1030). Wyd. Geol., Warszawa.

GOLONKA J., WÓJCIK A., 1978 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Jeleśnia (1030). Wyd. Geol., Warszawa.

GOŁĄB J., 1947 — Hydrogeologia zachodniego pasma Gubałowskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol*., 32.

GOŁĄB J., 1952 — Tektonika Podhala (streszczenie referatu). *Geol. Biul. Inf*., 1.

GOŁĄB J., 1956 — Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the Flysch of Podhala. *Bull. Soc. Sc. Lettres Łódź*, Cl. 3, **5**, 1.

GOŁĄB J., 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu. 5. *Biul. Inst. Geol*., 149: 223–239.

GRABOWSKI J., KRZEMIŃSKI L., NESCIERUK P., STARNAWSKA E., 2006 — Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for the tectonic rotations in the Silesian unit. *Geophys. J. Int.*, 166: 1077–1094.

GRABOWSKI J., KRZEMIŃSKI L., NESCIERUK P., SZYDŁO A., 2008 — Skały cieszynitowe. *AGH, Geol.*, **34**, 3/1: 123–127.

GRABOWSKI J., KRZEMIŃSKI L., NESCIERUK P., SZYDŁO A., PASZKOWSKI M., PECSKAY Z., WÓJTOWICZ A., 2003 — Geochronology of the teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from $^{40}K/^{40}Ar$ ages and biostratigraphy. *Geol. Carpath.*, **54**: 385–393.

GRABOWSKI J., NAWROCKI J., WÓJCIK A., 1996 — A5. Żywiec. Profil cegielni. *W*: Przew. 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol. (D. Poprawa, W. Rączkowski, red.). Szczyrk, 6–9 czerwca 1996 r. Kraków.

GRANOSZEWSKI W., 1993 — Results of paleobotanical studies of interglacial sediments from Golasowice (Rybnik Plateu, S. Poland). *Acta Paleobot*., **32**, 2: 295–303.

GROSS P., KÖHLER E., SAMUEL O., SNOPKOVÁ P., BYSTRICKÁ H., 1993 — Podtaranská skupina (vnútrokarpatský paleogén). *W*: Geológia južnej a východnej Oravy (P. Gross i in., red.). Geologický Ústav D. Štúra. Bratislava.

GRZYBOWSKI J., 1896 — Otwornice czerwonych iłów z Wadowic. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. AU w Krakowie*, 30: 261–308.

GUCIK S., BRZOZOWSKA M., LISZKOWA J., PELCZAR A., SZCZUROWSKA J., SZOTOWA W., TOMASIWA A., TOMAŚ A., KOTASOWA A., KOTAS A., MUSIAŁ Ł., BOJARSKI L., PAJCHLOWA M., LISZKA S., OSZACKA B., LASAKOWSKI M., DZIAŁA H., SOBOLEWSKI J.G., 1975 — Dokumentacja wynikowa otworu Głogoczów IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

GUCIK S., 1975 — Wyniki badań serii skalnych w profilu otworu wiertniczego Głogoczów IG 1. *Kwart. Geol*., **19**, 4: 936–937.

HALICKI B., 1930 — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol*., **5**, 3–4.

HALICKI B., 1961 — Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. *Acta Geol. Pol*., **11**, 4.

HALICKI B., 1963 — Tektonika Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **33**, 3: 349–361.

HAŁOŃ E., WOJTAS A., FRANCIK K., 1975 — Zbiorowa dokumentacja badań wykonanych metodą refrakcyjną. Temat: Karpaty i Przedgórze. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.

HEFLIK W., KONIOR K., 1970 — Granitoidy w poddewońskim podłożu obszaru Bielsko–Andrychów. *Kwart. Geol*., **14**, 2.

HEFLIK W., KONIOR K., 1974a — Obecny stan rozpoznania podłoża krystalicznego w obszarze Cieszyn–Rzeszotary. *Biul. Inst. Geol.*, 273.

HEFLIK W., KONIOR K., 1974b — Utwory syluru z otworu Piotrowice I. *Kwart. Geol*., **18**, 1: 17–31.

HOHENEGGER L., 1855 — Neue Erfahrungen aus den Nordkarpathen. Jb. geol. Reichsanstalt. VI Jahrg. II Heft.

HOHENEGGER L., 1861a — Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten in Schlesien und angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien. Gotha.

HOHENEGGER L., 1861b — Geognostische Karte der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien. Gotha.

HORWITZ L., 1932 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 przy okazji rewizji ark. Nowy Targ i Szczawnica. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol*., 35: 22–26.

HORWITZ L., 1935 — Nowy przekrój schematyczny przez Pieniński Pas Skałkowy. *Spraw. Państw. Inst. Geol*., **8**, 3: 79–133.

HORWITZ L., 1937a — Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym A. Część ogólna. *Spraw. Państw. Inst. Geol*., **8**, 4.

HORWITZ L., 1937b — Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym B. Część szczegółowa. *Spraw. Państw. Inst. Geol*., **9**, 1.

HORWITZ L., 1937c — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1936 r., a związanych z rewizją arkuszy Nowy Targ i Szczawnica Atlasu Geologicznego Galicji. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol*., 48.

HORWITZ L., 1938 — Studia nad stratygrafią osłony Skałek Pienińskich. Cz. I. Podział osłony skałkowej i rozmieszczenie jej ogniw. *Spraw. Państw. Inst. Geol*., **9**, 2.

HORWITZ L., RABOWSKI F., 1929 — Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny (18–21 V 1929). *Rocz. Po1. Tow. Geol*., 6: 1–49.

HORWITZ L., SUJKOWSKI Z., 1936 — Cenoman w Pienińskim Pasie Skałkowym. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol*., 45.

JACHOWICZ M., 1995 — Opracowanie stratygrafii starszego palezoiku NE obrzeżeniu GZW w oparciu o badania mikropaleontologiczne Acritarcha. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośląski, Sosnowiec.

JAHN A., 1952 — Profil utworów plejstoceńskich w Górach Kęckich koło Kęt. *Biul. Inst. Geol.*, 65.

JAKUBOWSKI K., 1967 — Badania nad przebiegiem wtórnych przeobrażeń form osuwiskowych na obszarze fliszu karpackiego. *Pr. Muzeum Ziemi*, 11.

JAKUBOWSKI K., 1974 — Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holoceńskim cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych *Pr. Muzeum Ziemi*, 22.

JAKUBOWSKI K., OSTAFICZUK S., 1962 — Osuwisko w Pcimiu. *Prz. Geol*., **10**, 11.

JANCZEWSKI E.W., 1957 — Sejsmiczna aktywność dyslokacji w podłożu karbonu górnośląskiego. *Prz. Geol.*, **5**, 6.

JANKOWSKI L., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zawoja (1031) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

JANKOWSKI L., JUGOWIEC M., KOPCIOWSKI R., KRAWCZYK M., 2018 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1031) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

JASIONOWICZ J., 1975a — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Tokarnia IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

JASIONOWICZ J., 1975b — Wstępne wyniki badań podłoża fliszu w otworze wiertniczym Tokarnia IG-1. *Kwart. Geol.*, **19**, 4.

JASKINIE Polski. https://jaskinie.pgi.gov.pl (dostęp: 12.12.2020 r.).

JAWOR E., GÓRKA., KACAŁA M., MIKUCKA T., 1976 — Dokumentacja otworu Trzebunia 2. Arch. Przeds. Posz. Naft., Kraków.

JAWOR E., JAWOROWA W., GÓRKA A., WITEK S., PUDA J., ŁUCKI P., 1988 — Dokumentacja wynikowa otworu Sułkowice 1. Arch. Wydz. Ochr. Środ. Zas. Natur. i Leśn. Urz. Woj., Kraków.

JAWOR E., SIKORA W., 1979 — Jednostka Obidowej–Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Kwart. Geol.*, **23**.

JEDNOROWSKA H., 1966 — Zespoły małych otwornic w warstwach jednostki magurskiej rejonu Babiej Góry i ich znaczenie stratygraficzne. *W*: Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Babia Góra, 2–5 czerwca 1966 r. Wyd. Geol., Warszawa: 71–90.

JEDNOROWSKA A., 1975 — Zespoły małych otwornic w paleocenie polskich Karpat Zachodnich. *Stud. Geol. Pol. PAN*, **47**.

JEDNOROWSKA H., 1980 — Mikrofauna i wiek formacji łupków z Malinowej (górna kreda) w pienińskim pasie skałkowym. *Stud. Geol. Pol.*, **67**.

JERSAK J., 1983 — Osady w Kończycach Małych – formacja glin lessowych. *W*: Przew. konf. „Późnovistuliańskie i holoceńskie zmiany środowiska geograficznego na obszarach lessowych Wyżyny Miechowskiej i Opatowsko-Sandomierskiej. Kom. Bad. Czwart. PAN, UŚ, Katowice: 35–38.

JURA D., 1980 — Kierunki morfologiczne powierzchni spągu miocenu w zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Nauk. UŚl, Geol*, 4.

KAMIEŃSKI M. (red.), 1975 — Surowce mineralne regionu krakowskiego. Wyd. Geol., Warszawa.

KAMIEŃSKI M., PESZAT C., RUTKOWSKI J., 1967 — Zmienność petrograficzna piaskowców karpackich i zagadnienia ich klasyfikacji. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **37**, 4.

KAMIEŃSKI M., PESZAT C., RUTKOWSKI J., SKOCZYLAS-CISZEWSKA K., 1968 — O wykształceniu i właściwościach technicznych piaskowców godulskich. *Zesz. Nauk. AGH*, 231, *Geol*, 12.

KAMIEŃSKI M., RUTKOWSKI J., 1975 — Surowce skalne. *W*: Surowce mineralne regionu krakowskiego. Inst. Geol., Warszawa.

KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E., 1961 — O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórza Karpat środkowych. *Kwart. Geol.*, **5**, 2: 372–420.

KITA-BADAK M., 1974 — O przydatności karpackich łupków fliszowych do produkcji kruszyw lekkich. *Prz. Geol.*, **22**, 11.

KLECZKOWSKI A., 1955 — Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol., Warszawa.

KLIMASZEWSKI M., 1936 — Zasięg maksymalnego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Wiad. Geogr.*, 14.

KLIMASZEWSKI M., 1947 — Osobliwości skalne w Beskidach Zachodnich. *Wierchy*, 17.

KLIMASZEWSKI M., 1948 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wrocł. Tow. Nauk., Ser*. B, **4**, 7: 1–236.

KLIMASZEWSKI M., 1952 — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.

KLIMASZEWSKI M., 1967 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. *W*: Czwartorzęd Polski (R. Galon, J. Dylik, red.). PWN, Warszawa: 431–497.

KLIMASZEWSKI M. (red.), 1972 — Podział geomorfologiczny Polski Południowej. *W*: Geomorfologia Polski. 1. Polska południowa, góry i wyżyny. PWN, Warszawa: 5–17.

KLIMEK K., 1987 — Vistula valley in eastern part of the Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene. *Geogr. Stud. IGiPZ PAN, Spec. issue*, 4: 13–29.

KLIMEK K., 1972 — Kotlina Raciborska-Oświęcimska. *W*: Geomorfologia Polski. Polska Południowa – góry i wyżyny. 1. Kotliny Podkarpackie (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.

KLIMEK K., STARKEL L., 1972 — Kotliny podkarpackie. *W*: Geomorfologia Polski. **1**. PWN, Warszawa.

KONDRACKI J., 2009 — Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.

KONIOR K., 1938 — Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Bielsko-Biała. *Pr. Geol. PAU*, 5.

KONIOR K., 1939 — O występowaniu warstw interglacjalnych w Wilamowicach. *Starunia*, 18.

KONIOR K., 1960 — Kontakt płaszczowiny podśląskiej z miocenem i miocenu z karbońskim podłożem w wierceniu C 10 koło Cieszyna. *Acta Geol. Pol.*, **10**, 2.

KONIOR K., 1966 — Skały magmowe z głębokich otworów wiertniczych Śląska Cieszyńskiego na wykresach profilowania elektrycznego. *Biul. Inst. Geol.*, 199.

KONIOR K., 1968 — Dolny dewon z otworu wiertniczego Andrychów-4. *Kwart. Geol.*, **12**, 4.

KONIOR K., 1969 — Dewon dolny w profilach wierceń obszaru Bielsko–Andrychów. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 1.

KONIOR K., KRACH W., 1964 — Autochtonous Miocene of the B4 Borehole in the West Carpathian Foreland. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Geol-Geogr.*, **12**, 3.

KONIOR K., KRACH W., 1965 — Zlepieńce dębowieckie i fauna mioceńska z wiercenia B4 koło Bielska. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 1.

KONIOR K., ŚLĄCZKA A., 1972 — Wstępne wyniki badań nad piaskowcami skolitusowymi w dewonie dolnym na WSW od Krakowa. *Kwart. Geol*., **16**, 2: 498–499.

KONIOR K.,TURNAU E., 1973 — Preliminary Study of Microflora from Lower Devonian Deposits in the Area of Bielsko–Wadowice. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **43**, 2.

KOPEROWA W., 1962 — Późnoglacjalna i holoceńska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej. *Acta Paleobot*., **2**, 3: 1–57.

KOPEROWA W., ŚRODOŃ A., 1965 — Pleniglacial deposits of the Last Glaciaton at Zator (west of Kraków). *Acta Paleobot.*, **6**, 1.

KOSZARSKI L., 1992 — Olistostomowa natura skałek andrychowskich w Karpatach. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, **34**, 1–2: 217–220.

KOSZARSKI L., SIKORA W., WDOWIARZ S., 1974 — The Flysch Carpathians. *W:* Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions (M. Mahel, red.). Geol. Úst. Dion. Štóra, Bratislava.

KOSZARSKI L., ŚLĄCZKA A., 1973 — Karpaty zewnętrzne (fliszowe). *W:* Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 2. Mezozoik. Inst. Geol., Warszawa.

KOTAS A., 1982a — Profil utworów kambru w otworze Goczałkowice IG-1. *W*: Przew. 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec, 23–25 września.

KOTAS A., 1982b — Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Przew. 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec, 23–25 września: 45–72.

KOWALCZEWSKI Z., 1990 — Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **131**: 82.

KOWALCZYK Z., 1964 — Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi naturalnymi ruchami południowej części Górnego Śląska. *Pr. Komis. Nauk Techn. PAN*, *Geodezja*, 1.

KOWALSKI K., 1954 — Jaskinie Beskidów i Pogórza Karpackiego. *W*: Jaskinie Polski, **3**. Państw. Muzeum Archeolog., Warszawa.

KRACH W., 1939 — Badania nad miocenem śląsko-krakowskim. *PAU, Pr. Śląskie*, 7.

KRACH W., 1958 — Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisły oraz jej związek z obszarem wschodnim. *Kwart. Geol.*, **2**, 1.

KRACH W., 1962 — Zarys stratygrafii miocenu Polski południowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **32**, 4: 529–557.

KRACH W., KSIĄŻKIEWICZ M., 1950 — Dolny torton w Benczynie koło Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **18**.

KRACH W., KUCIŃSKI T., ŁUCZKOWSKA E., 1970 — Nowe podstawy do stratygrafii miocenu w Polsce południowej. *Prz. Geol*., **18**, 1: 6–9.

KRACH W., NOWAK W., 1956 — Miocen okolic Andrychowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **25**, 1.

KROBICKI M., 1994 — Stratigraphic significance and palaeoecology of the Tithonian–Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **106**: 89–156.

KROBICKI M., 1996 — Neo-Cimmerian uplift of intraoceanic Czorsztyn pelagic swell (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians) indicated by change of brachiopod assemblages. *W*: Advances of Jurassic Research (A.C. Riccardi, red.). *GeoResearch Forum*, 1/2: 255–264.

KROBICKI M., WIERZBOWSKI A., 2004 — Stratigraphic position of the Bajocian crinoidal limestone and their palaeogeographic significance in the evolution of the Pieniny Klippen Basin. *Tomy Jurajskie*, **2**: 69–82.

KRZYWIEC P., 1997 — Badeńska ewolucja centralnej części zapadliska przedkarpackiego na podstawie danych sejsmicznych i jej geodynamiczne uwarunkowania. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1932 — Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **8**.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1933 — Przyczynek do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **9.**

KSIĄŻKIEWICZ M., 1935a — Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Suchą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **11**.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1935b — Die äussere Karpathische Klippenzone bei Andrychów. *Bull. Intern. Acad. Pol.*, 3.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1948 — Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. *Biul. Państw. Inst. Geol*., 48: 137–152.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1951a — Objaśnienia do Ogólnej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wadowice (994). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1951b — Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wadowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1953 — Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *W*: Geologia Regionalna Polski. **1**. Karpaty. 2. Tektonika. Pol. Tow. Geol., Kraków.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1956a — Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **24**, 2–3.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1956b — Przewodnik wycieczki w Karpaty wadowickie 27. Zjazdu Pol. Tow. Geol. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **24**, 4.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1958 — Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. *Biul. Inst. Geol*., 135: 43–96.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1963 — Zarys geologii Babiej Góry. Babiogórski Park Narodowy, Kraków.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1966 — Geologia regionu babiogórskiego. *W*: Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Babia Góra, 2–5 czerwca 1966 r.: 5–59.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1967 — Senonian marls in the window of Sułkowice. *Biul. Inst. Geol.*, 211.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1970a — Geologia Sidziny koło Jordanowa (Karpaty Zachodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **40**, 3–4.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1970b — Przyczynki do geologi Karpat Wadowickich, 2. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **40**, 3–4.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1971a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zawoja (1031). Inst. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1971b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zawoja (1031). Inst. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 — Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 3. Karpaty. Inst. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1974a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1014). Wyd. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1974b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1014). Inst. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., LISZKOWA J., 1972 — Podłoże skałek andrychowskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 2–3.

KSIĄŻKIEWICZ M., LISZKOWA J., 1979 — Zmienność facjalna warstw lgockich (alb) w okolicy Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **49**, 1–2.

KSIĄŻKIEWICZ M., RĄCZKOWSKI W., WÓJCIK A., 2016 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Osielec (1015). Państw Inst. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E., 1965 — Zarys geologii Polski. Wyd. Geol., Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M., WIESER T., 1954 — Occurrence of tuffites in the Krosno beds of Carpathian Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sc. Cl.* 3, **2**, 6.

KUCIŃSKI T., 1982 — Propozycja ramowego podziału stratygraficznego miocenu morskiego Polski południowej. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 471–472.

KUCIŃSKI T., NOWAK W., 1975 — Zarys stratygrafii utworów mioceńskich w rejonie Cieszyn–Andrychów. *Kwart. Geol.*, **19**, 4.

KUCIŃSKI T., NOWAK W., SZOTOWA W., 1975 — Problem stratygrafii utworów mioceńskich w otworach Bielsko 4 (B4) i Kęty 2 (K2). *Kwart. Geol.*, **19**, 4.

KUKULAK J., 1993 — Przejawy aktywności ruchów pionowych w rzeźbie zachodniego Podhala. *Fol. Quatern.*, 64: 151–164.

KUKULAK J., 1998 — Charakterystyka sedymentacyjna stropowych osadów stożka Domańskiego Wierchu (neogen/plejstocen) w Kotlinie Orawskiej. *Stud. Geol. Pol.*, **111**: 93–111.

KUKULAK J., 1999 — Orientacja spękań i uskoków w południowo-wschodniej części zapadliska orawskiego. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 1021–1026.

KUTEK J., WIERZBOWSKI A., 1979 — Lower to Middle Tithonian ammonite succession at Rogoźnik in the Pieniny Klippen Belt. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 2: 195–205.

KUTEK J., WIERZBOWSKI A., 1986 — A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt. *Acta Geol. Pol.*, **36**, 4: 289–316.

KUŹNIAR W., 1909 — Eocen Tatr i Podhala. *Spraw. Komis. Fizjogr. PAU*, **44**: 25–57.

KUŹNIAR W., 1911 — W sprawie transgresji eocenu w Tatrach. *Kosmos*, **36**: 783–798.

KUŹNIAR W., SMOLEŃSKI J., 1913 — Zur Geschichte der Weichsel–Oder–Wasserscheide. *Bull. Acad. Sc. Cracovie, Ser. A.*

LASKOWICZ I., 1997 — Osady miocenu pod nasunięciem karpackim w rejonie Suchej Beskidzkiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 376: 61–74.

LEMBERGER M., BOJDYS G., BUJANOWSKI W., HABER M., KARACZUN K., KOTAS A., RUDY H., ZABAWA A., ZIĘTEK J., 1976 — Interpretacja badań grawimetrycznych i magnetycznych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

LESIAK M.A., 1994 — Plant macrofossils from the middle Miocene of Lipnica Mała (Orawa–Nowy Targ Basin, Poland). *Acta Palaeobot.*, **34**, 1: 27–81.

LESZCZYŃSKI S., MALATA E., 2002 — Sedimentary conditions in the Siary zone of the Magura basin (Carpathians) in the Late Eocene–Early Oligocene. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 72: 201–239.

LEWIŃSKI J., 1914 — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, 7.

LIMANOWSKI M., 1905 — Rzut oka na architekturę Karpat. *Kosmos*, **30**.

LIMANOWSKI M., 1910 — Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu, czy został przywleczony z dala. *Kosmos*, **35**: 719–731.

LIRO A., 1995 — Koncepcja krajowej sieci ekologicznej ELONET-Polska. Wyd. Fundacja IUNC, Warszawa.

LISZKOWA J., 1956 — Mikrofauna serii podśląskiej. *Prz. Geol*, **4**, 10.

LISZKOWA J., 1963 — Classification du Cretaceae de la serie subsilesienne des Carpathes Polonaises, basee sur la presence de microfaune. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **49**, 3.

LISZKOWA J., 1967 — Microfauna of the Upper Cretaceous marls in the Sub-Silesian series of the Wadowice region (Western Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 211.

LISZKOWA J., 1974 — Dotychczasowe wyniki badań nad zespołami mikrofauny w wierceniu Trzebunia IG-1 na SW od Myślenic (Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol*., **18**, 2.

LISZKOWA J., NOWAK W., 1960 — Seria podśląska w Karpatach Bielskich (frydecka seria podśląską). *Kwart. Geol*., **4**, 2.

LISZKOWA J.,NOWAK W., 1964 — Profil kredy i paleogenu jednostki śląskiej brzeżnej w rejonie Andrychowa. *Kwart. Geol.*, **8**, 4.

LUCIŃSKA-ANCZKIEWICZ A., VILLA I.M., ANCZKIEWICZ R., ŚLĄCZKA A., 2002 — $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, **53**: 45–52.

LUDWINIAK M., 2008 — Ewolucja sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala (Karpaty wewnętrzne, Polska). *Prz. Geol.*, **56**, 12: 1092–1099.

LUGEON M., 1903 — Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, **39**, 4.

ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA M., 1963 — Stan badań paleobotanicznych nad miocenem Polski południowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 2.

ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA M., 1965 — Wstępne wyniki badań paleobotanicznych nad neogenem Domańskiego Wierchu i Orawy. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **35**, 3: 362–365, 409–410.

ŁOZIŃSKI M., ZIÓŁKOWSKI P., WYSOCKA A., 2017 — Tectono-sedimentary analysis using the anisotropy of magnetic susceptibility: the study of the terrestrial and freshwater Neogeny of the Orava Basin. *Geol. Carpath*., **68**, 5: 479–500.

ŁÓJ M., MADEJ J., PORZUCEK S., ZUCHIEWICZ W., 2007 — Young tectonics of the Orava basin and southern portion of the Magura Nappe, Polish Western Carpathians, in the light of gravity studies: a new research proposal. *Stud. Quatern.*, **24**: 53–60.

MACOUN J., 1985 — Stratigrafie středního pleistocénu Moravy ve wutahu k evroppeskemu kvatéru. Stratigraphie des Mittelpleistozans in Mähern in bezug auf das Quartar Europas. *Ćas. Slez. Muz. Opava*, *Ser. A*, 34.

MACOUN J., SIBRAVA V., TYRAĆEK J., KNEBLOVA-VODIĆKOVA V., 1965 — Kvartér Ostravska Moravské brány. Nakladatelstvi ČSAV, Praha.

MAKOWSKI A., 1930 — Uwagi o dyluwium górnośląskim. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 27.

MAKOWSKI A., 1936 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1935 w zachodniej części arkusza Gorzyce, mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25 000. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 45.

MALARZ R., 1983 — Związki rzeźby terenu z litologią na przykładzie wybranych serii fliszowych w dorzeczu Soły. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **16**.

MALARZ R., 1991 — Wpływ budowy geologicznej na układ i morfologię dolin w beskidzkiej części dorzecza Soły. *Rocz. Nauk-Dydakt. WSP Kraków*, 142. *Pr. Geogr.*, 13.

MALATA E., 1981 — Stratygrafia jednostki magurskiej w zachodniej części Beskidu Wysokiego na podstawie mikrofauny. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 103–116.

MALATA E., 2000 — Foraminiferal assemblages of the Magura Nappe (Polish Outer Carpathians) and their paleobathymetrical implications. *Slovak Geol. Mag*., **6**, 2–3: 172–175.

MALATA E., 2002 — Albian–Early Miocene foraminiferal assemblages of the Magura Nappe (Polish Outer Carpathians). *Geol. Carpath*., **53**, *Spec. issue*: 77–79.

MALATA T., MARCINIEC P., NESCIERUK P., WÓJCIK A., 2003 — Stop 4. Andrychów Klippen. Geological Hertitage Conservation and Protection Policy in Central Europe, 3–4 October 2003 Cracow, Poland. Abstract and Field Trip Quide-Book. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 91–95.

MAŁECKA D., 1981 — Hydrogeologia Podhala. *Pr. Hydrogeol. Ser. Spec*., 14.

MANČIK E., PESEL V., 1964 — Ku otazce geologicke pozice tzv. Babiohorskego piskovce. Zprávy geol. výzk. w r. 1965. ÚÚG, Praha.

MARCINIEC P., ZIMNAL Z., 2006 — Borzęta IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol*., 109.

MARGIELEWSKI W. (red.), 2003 — Late Glacial–Holocene palaeoenvironment changes in the Western Carphatians: case studies of landslide forms and deposits. *Fol. Quatern*., 74: 1–96.

MARGIELEWSKI W., 2006 — Records of the Late Glacial–Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. Area (Polish Outher Carpathians). *Fol. Quatern.*, 76: 1–149.

MARSCHALKO R., 1968 — Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. *Geologický Zborník*, *Geol. Carpath.*, **19**: 69–94.

MASTELLA L., 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **45**, 3–4.

MASTELLA L., MIZERSKI W., 1977 — Uwagi o budowie geologicznej SW części Podhala. *Prz. Geol.*, **25**, 10: 494–499.

MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., 1979 — Budowa tektoniczna południowo-wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, **27**, 7: 387–393.

MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., SZCZĘSNY R., 1988 — Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, **36**, 10: 566–572.

MATĚJKA A., CHMELIK F., 1955 — Zpráva o geologických výzkumech magurského flyše v povodi Bilé Oravy. Zprávy geol. výzk. w r. 1955. Ústr. Úst. Geol.

MATĚJKA A., ROTH Z., 1949a — Geologie magurské skupiny flyšove v povodi Kysuce. *Sbor. Stat. Geol. Ústr.*, 16/2.

MATĚJKA A., ROTH Z., 1949b — Předběžné poznámky ku geologií Moravsko-selzských Beskyd. *Sbor. Stat. Geol. Ústr.*, 16: 293–328.

MATĚJKA A., ROTH Z., 1950 — Poznámky o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. *Vést. Stát. Geol. Úst. ČSR*, 25.

MATĚJKA A., ROTH Z., 1952 — Zpráva o výzkumech magurského flyše v povodi Bilé Oravy. Vestn. ÚÚG, 27, Praha.

MATĚJKA A., ROTH Z., 1954 — Zpráva o prehladnem geologickem vyzukumu magurské jednotky v povodi Oravy w r. 1954. Zprávy geol. výzk. Ústr. Úst. Geol.

MICHALIK A., 1958 — Materiały dokumentacyjne z badań nad budową geologiczną zachodniego Podhala. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.

MICHALIK A., WIESER T., 1959 — Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. Geol*., **3**, 2: 378–389.

MIKUCKA-REGUŁOWA T., JAWOR W., 1969 — Dokumentacja wynikowa otworu Mogilany 1. Arch. Państw. Przeds. Naft., Kraków.

MIŠIK M., SYKORA M., JABLONSKY J., 1991 — Strihovske zlepence a juhomagurska kordilera. *Zapadne Karpaty, Ser. Geol*., 14: 17–72.

MITURA F., KUCIŃSKI T., 1952 — Przyczynki do budowy geologicznej rejonu Dębowca–Drogomyśla. *Geol. Biul. Inf.*, 3.

MOJSKI J.E., 1985 — Quaternary. Geology of Poland. **1**. Stratigraphy. 3b – Cenozoic. Wyd. Geol., Warszawa: 1–244.

MOJSKI J.E., RÜHLE E., 1965 — Atlas geologiczny Polski 1:600 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 12. Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa.

MOJSKI J.E., WATYCHA L., 1984 — Tatry i Kotlina Nowotarska. *W*: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b – Kenozoik. Czwartorzęd (S. Sokołowski, J.E. Mojski, red.). Wyd. Geol., Warszawa: 49–51, 81–82, 152–153.

MOLEK M., KLIMKOWSKI W., 1991 — Dokumentacja badań magnetotellurycznych i tellurycznych. Temat: Badania wgłębnej budowy geologicznej Karpat „Karpaty", lata 1988–1990, cz. 2 (obszar III i IV) i podsumowanie wyników badań od 1975 r. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

MOLEK M., ORACZEWSKI A., 1988 — Dokumentacja badań magnetotellurycznych. Temat: Badania wgłębnej budowy geologicznej Karpat „Karpaty", lata 1986–1987, cz. I (obszar I i II). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

MORAWSKI W., 1972 — Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. *Acta Geol. Pol*., **22**: 573–592.

MORGIEL J., SIKORA W., 1972 — O utworach paleogeńskich w jednostce złatniańskiej (pieniński pas skałkowy) na zachód od Białego Dunajca. *Kwart. Geol*., **16**, 4: 1053–1055.

MORGIEL J., SIKORA W., 1973 — Odkrycie utworów eocenu i oligocenu w pienińskim pasie skałkowym w Polsce. *Kwart. Geol*., **17**, 3: 640–642.

MORYC W., 1989 — Miocen przedgórza Karpat zachodnich w strefie Bielsko–Kraków. *W:* Tektonika Karpat i Przedgórza w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wybrane). Komis. Tekt. Nauk. Geol. PAN, Kraków.

MORYC W., 1970 — Katalog wierceń górnictwa naftowego w Polsce. Przedgórze Karpat. **1**, 3–4. Wyd. Geol., Warszawa.

MORYC W., 2005 — Rozwój badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko–Kraków. *Kwart. AGH, Geol.*, **31**, 1: 5–73.

MORYC W., 2018 — Utwory jury środkowej przedgórza Karpat na obszarze Wadowice–Busko–Rzeszów, południowa Polska. *Pr. Państw. Inst. Geol*., **205**.

MYCZYŃSKI R., 1973 — Middle Jurrassic stratigraphy of the Branisko Succession in the vicinity of Czorsztyn (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). *Stud. Geol. Pol*., **42**: 1–122.

MYCZYŃSKI R., WIERZBOWSKI A., 1994 — The ammonite succession in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian of the Czorsztyn Limestone Formation at Halka Klippe, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **42**, 3: 155–164.

NARKIEWICZ M., 1978 — Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol*., **28**, 4.

NARKIEWICZ M., 2001 — Litostratygrafia, środowiska sedymentacji i zarys diagenezy węglanów dewonu i karbonu w rejonie Rajbrotu i Tarnawy (Wyniesienie podkarpackie). *W*: Paleozoik podłoża centralnej części polskich Karpat zewnętrznych (H. Matyja, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 9–32.

NARKIEWICZ M., 2005 — Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *Pr. Państ. Inst. Geol.*, **182**: 5–43.

NARKIEWICZ M., RACKI G., 1987 — Korelacja i rozwój sedymentacji górnego dewonu między Dębnikiem a Zawierciem. *Kwart. Geol*., **31**, 2–3.

NESCIERUK P., WÓJCIK A., 2013 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bielsko-Biała (1012). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

NESCIERUK P., WÓJCIK A., 2014 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bielsko-Biała (1012). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

NESCIERUK P., WÓJCIK A., 2016a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kęty (993). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

NESCIERUK P., WÓJCIK A., 2016b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kęty (993). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

NEUMAYR M., 1871 — Jurastudien, 5. Der penninische Klippenzug. *Jahrb. k. k. geol. Reichsanst*., 21: 450–536.

NEY R., 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 45.

NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K., SŁUPCZYŃSKI K., 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol*., *Komis. Nauk Geol. PAN*, *Oddz. w Krakowie*, 82.

NIEDZIAŁKOWSKA E., GILOT E., PAZDUR M., SZCZEPANEK K., 1985 — The evolution of the Upper Vistula valley in the region of Drogomyśl in the Upper Vistulian and Holocene. *Fol. Quatern*., 56.

NIEMIROWSKI M., 1963 — Szkic geograficzny obszaru babiogórskiego. *W*: Babiogórski Park Narodowy (W. Szafer, red.). Zakł. Ochr. Przyr. PAN. PWN, Kraków.

NIEMIROWSKI M., 1964 — Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej partii Babiej Góry. *Zesz. Nauk. UJ*, 88; *Pr. Geogr*., 10.

NIEZABITOWSKI-LUBICZ E., 1922 — Wysokie torfowiska Podhala i konieczność ich ochrony. *Ochr. Przyr.*, 3: 26–34.

NOWAK J., 1927 — Zarys tektoniki Polski. 2. Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce, Kraków.

NOWAK J., 1948 — Miocen północnej krawędzi Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17** (1947): 1–38.

NOWAK W., 1957 — Seria śląska w dorzeczu Wielkiej Puszczy (Beskid Mały). *Kwart. Geol*., **1**, 3–4.

NOWAK W., 1959 — Geologia brzegu karpackiego między Andrychowem a Sołą. *Biul. Inst. Geol*., 131.

NOWAK W., 1966a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych). Region Karpat i Przedgórza, ark. Bielsko-Biała (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

NOWAK W., 1966b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 (bez utworów czwartorzędowych). Region Karpat i Przedgórza, ark. Kęty (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

NOWAK W., 1966c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Lachowice (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

NOWAK W., 1966d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych). Region Karpat i Przedgórza, ark. Wadowice (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

NOWAK W., 1970 — Zagadnienie litologicznej i stratygraficznej korelacji wapieni cieszyńskich na obszarze Kotliny Żywieckiej. *Kwart. Geol*., **14**, 4.

NOWAK W., 1971 — Geologiczne spostrzeżenia nad występowaniem cieszynitów w profilu rzeki Soły na obszarze Kotliny Żywieckiej. *Kwart. Geol*., **15**, 3.

NOWAK W., 1973 — Karpaty zewnętrzne (fliszowe). *W*: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 2 – Mezozoik. Inst. Geol., Warszawa.

NOWAK W., 1974 — Wstępne wyniki z otworu badawczego Łodygowice IG-1. *Kwart. Geol*., **18**, 4.

NOWAK W., 1975 — Uwagi o wgłębnej budowie zachodniej części polskich Karpat fliszowych i ich podłoża (rejon Cieszyn–Andrychów). *Kwart. Geol*., **19**, 4.

NOWAK W., 1978a — Cieszynity w Polskich Karpatach Zachodnich, warunki występowania i problem pozycji stratygraficznej. *W*: Symp. Nauk.: „Pozycja stratygraficzna cieszynitów i warunki ich występowania". Kraków, 22–24 kwietnia 1978 r.

NOWAK W., 1978b — Semichitinoidella n. gen. (Tintinina) of the Upper Jurassic of the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 1: 3–25.

NOWAK W., 1983 — Aktualne problemy geologiczne skałek zewnętrznych (andrychowskich). *Kwart. Geol.*, **27**, 2.

NOWAK W., 1986 — Budowa geologiczna andrychowskiego pasa skałkowego i jego otoczenia zachodniej części Karpat. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

NOWAK W., PORĘBSKA-SZOTOWA W., OSZAST J., ŚRODONIOWA M., WIESER T., 1978 — Otoczaki cieszynitów z górnego miocenu (baden dolny) Starej Wsi. *W:* Symp. Nauk.: „Pozycja stratygraficzna cieszynitów i warunki ich występowania". Kraków, 22–24 kwietnia 1978 r.

NOWALICKI J., 1972 — Beskidzkie jeziorka zaporowe. *Wierchy*, 40: 274–280.

OBIDOWICZ A., 1988 — The Puścizna Rękowiańska raised bog. *W*: Late Glacial and Holocene environmental changes. Vistula Basin (L. Starkel, J. Rutkowski, M. Ralska-Jasiewiczowa, red.). Wyd AGH, Kraków: 87–90.

OBIDOWICZ A., 1990 — Eine Pollenanalytische und Moorkundliche Studie zur Vegetationsgeschichte des Podhale-Gebietes (West-Karpaten). *Acta Palaeobot*., **30**, 1: 147–219.

OBIDOWICZ A., 1996 — A Late Glacial–Holocene history of the formation of vegatations belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobot*., **36**, 2: 159–206.

OBIDOWICZ A., 2005 — Późnoglacjalno-holoceńska historia torfowiska „Puścizna Rękowiańska" w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. *W*: Mat. 2. Międzynarodowej Konf. Nauk. Gleby górskie, geneza, właściwości, zagrożenia (M. Miechówka, M. Gąsiorek, K. Ciarkowska, red.). Kraków–Niedzica–Zawoja, 14–16 września 2005 r.

OLBRICHT K., 1921 — Neue Beobachtungen in Diluvium Schlesiens. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **42**, 1.

OLSZEWSKA B., 1979 — Nowe dane o mikrofaunie margli globigerinowych w Skawnikach. *Kwart. Geol*., **23**, 1.

OLSZEWSKA B., 1981 — O niektórych zespołach małych otwornic serii okiennej z Sopotni Małej, Mszany Dolnej, Szczawy i Klęczan. *Biul. Inst. Geol*., 331: 141–163.

OLSZEWSKA B., 1984 — Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. *Biul. Inst. Geol*., 346: 7–62.

OLSZEWSKA B., 1997 — Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **67**: 325–337.

OLSZEWSKA B., 1999 — Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol*., **168**: 9–28.

OLSZEWSKA B., GARECKA M., 1996 — Problemy biostratygrafii otwornicowej i nanoplanktonowej wczesnego miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol*., **44**, 10: 1049–1053.

OLSZEWSKA B., PAUL Z., RYŁKO W., 2008 — Podłoże skałek andrychowskich w świetle nowych badań. *W*: Abstrakty. Pierwszy Kongres Geologiczny (G. Haczewski, red.). 77. Zjazd Pol. Tow. Geol., Kraków, 26–28 czerwca 2008 r.

OLSZEWSKA B., WIECZOREK J., 1998 — The Paleogene of the Podhale Basin Polish Inner Carpathians. *Prz. Geol*., **46**, 8/2.

OLSZEWSKA B., WIECZOREK J., 2001 — Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). *Geol. Carpath*., **52**, 4: 217–228.

OSMÓLSKI T., 1964 — Złoże siarki w Swoszowicach pod Krakowem. *Kwart. Geol*., **8**, 4.

OSTROWICKA H., 1966 — Profil litologiczny gruboławicowych piaskowców z Piwnicznej. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, **6**, 2: 608–611.

OSZAST J., 1970a — Badania palinologiczne w otw. wiertniczym Czarny Dunajec IG 1 (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

OSZAST J., 1970b — O wieku stożka Domańskiego Wierchu na podstawie badań palinologicznych. *Kwart. Geol*., **14**, 4: 843–846.

OSZAST J., 1973 — The Pliocene profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological investigations (Western Carpathians, Poland). *Acta Palaeobot*., **14**, 1: 1–42.

OSZAST J., 1978 — Wyniki analizy palinologicznej osadów z odkrywki w Starej Wsi. *W:* Symp. Nauk.: „Pozycja stratygraficzna cieszynitów i warunki ich występowania". Kraków, 22–24 kwietnia 1978 r.

OSZAST J., STUCHLIK L., 1977 — Roślinność Podhala w neogenie. *Acta Palaeobot*., **18**, 1: 45–86.

OSZCZYPKO N., 1979 — Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Popradem, płaszczowina magurska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **49**, 3–4: 293–325.

OSZCZYPKO N., 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol*., **44**, 10: 1007–1018.

OSZCZYPKO N., 1997— The Early–Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol*., **45**, 10 (2): 1054–1063.

OSZCZYPKO N., 1999 — From remant oceanic basin to collision-related foreland basin: a tentative history of the Outer Western Caprathians. *Geol. Carpath.*, **50**, *Spec. issue*: 161–163.

OSZCZYPKO N., TOMAŚ A., 1976 — Przedtortońska rzeźba Przedgórza Karpat między Krakowem a Dębicą oraz jej wpływ na sedymentację miocenu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 4: 503–521.

OZIMKOWSKI W., 1978 — Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopiańskiej. *Prz. Geol.*, **26**, 6: 350–355.

OZIMKOWSKI W., 1991 — Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 32: 93–119.

PAGACZEWSKI S., 1972 — Catalogue of Earthquakes in Poland in 1000–1970 Years. *Mat. i Pr. Inst. Geofiz. PAN*, 51.

PAUL C.M., 1868 — Die nördliche Arva. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 18.

PAUL C.M., 1869 — Die geologische Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 19.

PAUL C.M., 1886a — Aufnahmsbericht aus der Gegend zwischen Bielitz und Teschen. *Verh. Geol. Bundesanst.*, 12.

PAUL C.M., 1886b — Aufnahmsbericht aus der Gegend zwischen Bielitz–Biała und Andrychau. Verh. Geol. Reichsanst. Wien.

PAUL C.M., 1886c — Zur Geologie der Westgalizischen Karpathen. Verhandlungen geol. Reichsanstalt 6, Separatabdr. Wien.

PAUL C.M., 1887 — Beiträge zur Kenntniss des schlesischgalizischen Karpathenrandes. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 2.

PAUL C.M., 1888 — Beiträge zur Kenntniss des schleischgalizischen Karpathrnrandes. *Jb. Geol. Reichsanst*., 37: 323–352.

PAUL Z., RĄCZKOWSKI W., RYŁKO W., WÓJCIK A., 1996 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Myślenice (996). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

PAUL Z., RĄCZKOWSKI W., RYŁKO W., WÓJCIK A., 2016 —Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Myślenice (996). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

PAUL Z., RYŁKO W., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rabka (1032). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

PAUL Z., RYŁKO W., 1987 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rabka (1032). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

PAWŁOWSKI S., 1933 — Z badań nad zlodowaceniem polskich Karpat. *Czas. Geogr*., 11.

PELCZAR A., 1973 — Minetta i wogezyt w otworze Borzęta IG-1. *Kwart. Geol*., **17**, 4: 940–942.

PELCZAR A., 1975 — Charakterystyka petrograficzna fliszu z otworu wiertniczego Tokarnia IG-1. *Kwart. Geol*., **19**, 2.

PEPOL J., 1972 — Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego w regionie Bukowiny Tatrzańskiej. *Acta Geol. Pol*., **22**, 3: 593–600.

PESZAT C., 1976 — Okręgi eksploatacji piaskowców w Karpatach na tle prac geologicznych. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **2**, 4.

PETRASCHECK W., 1912 — Die tertiaren Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hugellandes. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 2.

PETRASCHECK W., 1928 — Die Kohlenreviere von Ostrau–Karvin–Krakau. *Zeitschr. Oberschl. Berg. Hutt. Ver.*, 67.

PIENIĄŻEK J., 1988 — Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Sułkowice 1. Arch. Wydz. Ochr. Śród. Zas. Natur. i Leśn. Urz. Woj., Kraków.

PIEŃKOWSKI G., WESTWALEWICZ-MOGILSKA E., 1986 — Trace fossils from the Podhale Flysch Basin, Poland – an example of ecologically-based lithocorrelation. *Lethaia*, **19**, 1: 53–65.

POBORSKI J., SKOCZYLAS-CISZEWSKA K., 1963 — O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 3: 339–348.

POBORSKI J., SKOCZYLAS-CISZEWSKA K., 1965 — O miocenie podkarpacia między Baryczem a Skawiną. *Spraw. z Pos. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie* (VII–XII 1963).

POŁTOWICZ S., 1974 — Problem utworów karpatianu w podłożu Karpat Zachodnich. *Geof. i Geol. Naft.*, 5–6: 121–127.

POŁTOWICZ S., 1989 — Miocen w Trzebuni koło Myślenic (Polskie Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol.*, **33**, 2.

POŁTOWICZ S., 1995 — Miocen w podłożu polskich Karpat Zachodnich. *Kwart. AGH, Geologia*, **21**, 2: 117–152.

POŁTOWICZ S., 2004 — Miocen autochtoniczny i olistoplaki fliszowe polskich Karpat Zachodnich. *Kwart. AGH, Geol.*, **30**, 4: 389–406.

POMIANOWSKI P., 1995 — Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 64: 67–80.

POMIANOWSKI P., 2003 — Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. *Prz. Geol.*, **6**, 51: 498–507.

POPRAWA D., 1957 — Mapa geologiczna czwartorzędu okolic Pszczyny–Wilamowic 1:25 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

POPRAWA D., 1958 — Mapa geologiczna czwartorzędu okolic Pszczyny–Wilamowic 1:25 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

PRACA ZBIOROWA, 1972 — Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **61**.

PUSCH-KOREŃSKI B., 1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der Gebrigen Nordkarpathen–Lander. Stuttgart, Tubingen.

RABOWSKI F., 1925 — Wyniki badań geologicznych wykonanych w r. 1924 w Tatrach i w Pieninach. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 12.

RABOWSKI F., 1926 — Badania geologiczne w Niżnich Tatrach i w górach Spisko-Gemerskich w związku z problemem korzeni płaszczowin reglowych w Tatrach. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 14.

RACIBORSKI M., 1892 — Zapiski paleobotaniczne. *Kosmos*, 17.

RADOMSKI A., 1958 — Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego. *Acta Geol. Pol.*, **8**, 3: 335–409.

RADOMSKI A., 1959 — Sedymentacja fliszu podhalańskiego. *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu. **5**. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 251–257.

RAJCHEL J., 1970 — Badania sedymentologiczne krzemieni jurajskich pod Krakowem. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, **14**, 2.

RĄCZKOWSKI W., WÓJCIK A, ZUCHIEWICZ W., 1985 — Młoda tektonika Karpat w świetle analizy morfostrukturalnej. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, **11**, 2.

RECZEK J., 1972 — Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych. Temat: Górnośląskie Zagłębie Węglowe. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

RECZEK J., 1983 — Dokumentacja badań grawimetrycznych. Temat: Środkowa część Karpat oraz Przedgórza, lata 1979–1982. *Geofiz. i Geol. Naft*., 1–3.

RECZEK J., KURBIEL H., CISZEWSKI S., 1964 — Dokumentacja szczegółowych badań grawimetryczno-magnetycznych. Temat: „Obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego". Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. Oddz. Karpacki, Kraków.

REHAKOVA D., WIERZBOWSKI A., 2005 — Microfacies and stratigraphic position of the Upper Jurassic Rogoża coquinas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Tomy Jurajskie*, **3**: 15–27.

REYMANÓWNA M., 1973 — Analiza paleobotaniczna szczątków roślinnych z otworu Borzęta IG-1. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego (strukturalno-parametrycznego) Borzęta IG-1 (S. Gucik, L. Koszarski). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

ROEMER F., 1870 — Geologie von Oberschlesien. Breslau.

ROMER E., 1929 — Tatrzańska epoka lodowa. *Pr. Geogr*., 11: 1–186.

RONIEWICZ P., PIEŃKOWSKI G., 1977 — Trace fossils of the Podhale Flysch Basin. *W*: Trace Fossils, 2 (T.P. Crimes, J.C. Harper, red.). *Geol. J. Spec. issue*, 9: 273–288.

RONIEWICZ P., WESTWALEWICZ-MOGILSKA E., 1974 — Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc*., 22: 37–43.

ROTH Z., 1963 — Vysvetlivky k prehl'adnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 – Trstena. Geofond, Bratislava.

RUDZKI K., 1965 — Dokumentacja badań geoelektrycznych metodą elektrooporową. Temat: Zebrzydowice–Wilamowice. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

RULSKA S., RUDZKI K., 1966 — Dokumentacja badań elektrooporowych – Suszec–Pszczyn–Kobiór. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

RUTKOWSKI J., 1982 — Kruszywa naturalne Karpat i ich przedpola. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, 8, 4.

RUTKOWSKI J., 1984a — Dolina Wisły pomiędzy Krakowem i Skawiną w holocenie. *W*: Mat. symp. Holocen okolic Krakowa. Kraków, 18–20 czerwca, 1984 r. Wyd. AGH, Kraków.

RUTKOWSKI J., 1984b — Holocen obszaru pomiędzy Tyńcem i Bielanami. *W*: Mat. symp. Holocen okolic Krakowa. Kraków, 18–20 czerwca, 1984 r. Wyd. AGH, Kraków.

RYŁKO W., 1992 — Litostratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 368.

RYŁKO W., 1994 — Tektonika jednostki magurskiej w SE części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 369.

RYŁKO W., 2004 — Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a – Kenozoik. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 271–338.

RYŁKO W., 2015a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wadowice (994) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

RYŁKO W., 2015b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wadowice (994) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

RYŁKO W., 2018 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Milówka (1029) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

RYŁKO W., PAUL Z., 1994 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Cieszyn, wyd. A i B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

RYŁKO W., PAUL Z., 1998 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Cieszyn. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

RYŁKO W., PAUL Z., 2013a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kalwaria Zebrzydowska (995). Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

RYŁKO W., PAUL Z., 2013b — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lachowice (1013). Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

RYŁKO W., PAUL Z., 2014a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kalwaria Zebrzydowska (995). Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

RYŁKO W., PAUL Z., 2014b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lachowice (1013). Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

RYŁKO W., TOMAŚ A., 1990 — Badania wgłębnej budowy Karpat – badania grawimetryczne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

RYŁKO W., TOMAŚ A., 1995 — Morphology of the consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of magnetotelluric data. *Kwart. Geol.*, **39**, 1: 1–16.

RYŁKO W., ŻYTKO K., 1980 — Kierunki poszukiwań węglowodorów we fliszu Karpat Zachodnich na podstawie wyników dotychczasowych badań. *Prz. Geol.*, **28**, 10.

RYŁKO W., ŻYTKO K., RĄCZKOWSKI W., 1992 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czadca (1045) i ark. Ujsoły (1046). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

RYŁKO W., ŻYTKO K., RĄCZKOWSKI W., WÓJCIK A., 1993 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czadca (1045) i ark. Ujsoły (1046). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SADOWSKA A., WINTER H., 2003 — Pliocen. *W*: Palinologia. Wyd. Inst. Botaniki PAN, Kraków: 191–223.

SAWICKI L., 1909 — Z fizjografii Zachodnich Karpat. Arch. Nauk., dział II, **1**, 5, Lwów.

SAWICKI L., 1911 — Trzy bramy podkarpackie — szkic geograficzno-porównawczy. *Kosmos*, **36**.

SAWICKI L., 1913 — Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu. *Rozpr. A.U. Wydz. Mat.-Przyr., PAU*, A, 13.

SIKORA W., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Jeleśnia (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

SIKORA W., 1980 — Przekrój geologiczny Kraków–Zakopane. Inst. Geol., Warszawa.

SIKORA W., WIESER T., 1977 — Utwory piroklastyczne w utworach neogeńskich śródgórskiej niecki Orawy–Nowego Targu. *Kwart. Geol*., **18**, 2: 441–443.

SIKORA W., ŻYTKO K., 1960 — Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biul. Inst. Geol.*, 141.

SIKORA W., ŻYTKO K., 1968 — Warunki geologiczne dolin Jaszcze i Jamne. *W*: Doliny potoków Jaszcze i Jamne w Gorcach (A. Medwecka-Kornaś, red.). *Stud. Natur., Ser. A*, **2**: 23–38.

SŁOMKA T., 1986 — Analiza sedymentacji wapieni cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **46**.

SŁOMKA T., 1995 — Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Pr. Geol. PAN*, 139.

SMULIKOWSKI K., 1980 — Comments on the Cieszyn magmatic province (West Carpathian Flysch). *Ann. Soc. Geol. Pol*., **50**, 1: 41–54.

SOBIEŃ K., 2005 — Wyniki badań warstewek piroklastycznych we fliszu podhalańskim. *Prz. Geol.*, **53**, 4: 342.

SOBOLEWSKA M., 1969 — Diagram pyłkowy plejstoceńskich osadów z Wilamowic na Pogórzu Śląskim. *Acta Paleobot.*, **10**, 2.

SOBOLEWSKA M., STARKEL L., ŚRODOŃ A., 1964 — Młodoplejstoceńskie osady z florą kopalną w Wadowicach. *Fol. Quater*., 16: 1–64.

SOKOŁOWSKI S., 1951 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Cieszyn, wyd. A. Wyd. Geol., Warszawa.

SOKOŁOWSKI S., 1954 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Cieszyn, wyd. B. Wyd. Geol., Warszawa.

SOKOŁOWSKI S., 1958 — Mapa Geologiczna Karpat Polskich 1:200 000, część zachodnia. Wyd. Geol., Warszawa.

SOTAK J., GEDL P., BANSKÁ M., STAREK D., 2007 — Nové stratigrafické dáta paleogénnych suvrstvi centrálnych Západných Karpát na Orave – výsledky integrovaného mikropaleontologického štúdia na profile Pucov. *Miner. Slov.*, **39**: 89–114.

STAHL A., 1933 — Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläogeographie. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 53.

STARKEL L., 1960 — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 22: 1–239.

STARKEL L., 1967 — Wisła wśród gór i wyżyn. *W*: Przewodnik geologiczno-krajoznawczy – Z biegiem Wisły. Wyd. Geol., Warszawa.

STARKEL L., 1971 — Phases of erosion and accumulation in the Quaternary evolution of valleys of the Polish flysch Carpathians and their foreland. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan*., **5**: 183–189.

STARKEL L., 1972a — Charakterystyka rzeźby polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej. *Probl. Zagos. Ziem Górsk.*, 10: 75–150.

STARKEL L., 1972b — Karpaty Zewnętrzne. *W*: Geomorfologia Polski. 1. Polska Południowa — góry i wyżyny (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.

STARKEL L., 1973 — Podział geomorfologiczny Karpat. *Probl. Zagos. Ziem Górsk.*, 12.

STARKEL L., 1979 — Mapa geomorfologiczna. *W*: Atlas miejskiego województwa krakowskiego. PAN, Oddz. w Krakowie, Urząd Miasta Krakowa.

STARKEL L. (red.), 1980a — Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski 1:500 000. Wyd. IG i PZ PAN, Warszawa.

STARKEL L., 1980b — Stratigraphy and Chronology of the Vistulian in the Polish Carpathians and in the Subcarpathian Basins. *Quater. Stud. Pol.*, 2.

STARKEL L., 1983 — Rzeźba województwa bielskiego. *Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, 15.

STARKEL L., 1984 — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. *W*: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b – Kenozoik. Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa: 40–49, 73–81, 146–152, 292–308, 331–333.

STASZIC S., 1815 — O ziemiorództwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Drukarnia Rządowa, Warszawa.

STEMULAK J., 1958 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru między rzekami Olzą i Białą. *Kwart. Geol.*, **2**, 4.

STOLFÓWNA W., 1932 — Tarasy górnej Raby. *Wiad. Geogr*., 10.

STUCHLIK L., 1970 — Badania palinologicznie w otworze wiertniczym Koniówka IG-1 (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

STUPNICKA E., 1960 — Geneza glin lessowych Pogórza Cieszyńskiego i Beskidów Śląskich. *Acta Geol. Pol*., **10**, 2.

STUPNICKA E., 1963 — Utwory czwartorzędowe w dolinach górnej Wisły i Soły (Karpaty). *Biul. Geol. UW*, 3.

STRUSKA M., 2008 — Neogeńsko-czwartorzędowy rozwój struktury Kotliny Orawskiej w świetle badań geologicznych, geomorfologicznych oraz teledetekcyjnych (rozprawa doktorska). Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków.

STRUSKA M., 2009 — Budowa tektoniczna Kotliny Orawskiej. *W*: Mat. 79. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. – Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk termalnych na Podhalu (A. Uchman, J. Chowaniec, red.). Bukowina Tatrzańska, 27–30 września 2009 r.: 76–80.

SZAFER W., 1950 — Przewodnik do wycieczki na Podhale 22. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w 1949 r. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **19**.

SZAFER W., 1952 — Młodszy trzeciorzęd Podhala i jego stosunek do plejstocenu (wiadomość tymczasowa). *Biul. Państw. Inst. Geol*., 66.

SZAFER W., 1954 — Plioceńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. *Pr. Inst. Geol*., **11**: 135–178.

SZAFLARSKI J., 1931 — Z morfologii doliny Skawy i górnej Raby. *Wiad. Służby Geogr*., 3.

SZAFLARSKI J., 1932 — Z historii doliny Soły. *Pr. Inst. Geogr. UJ*, 13.

SZAFLARSKI J., 1955 — Zarys rozwoju ukształtowania Wyżyny Śląskiej. *W*: Górny Śląsk. Prace i materiały graficzne (A. Wrzosek, red.). Wyd. Literackie, Kraków.

SZAJNOCHA W., 1903 — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 11 (ark. Wadowice, Wieliczka, Bochnia, Nowy Sącz). Kom. Fizjogr. AU, Kraków.

SZAJNOCHA W., 1907 — Atlas Geologiczny Galicyi, **23**. Kraków.

SZYMAKOWSKA F., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Sucha Beskidzka (1014) (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

SZYMAKOWSKA F., ŻYTKO K., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Kalwaria Zebrzydowska (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

ŚLĄCZKA A., 1975 — Remarks on morphology of the substratum of the Polish Carpathians. Proceedings of the 10th Congress CBGA – Section 3, Tectonics. Geologicky Ustav Dionyza Stura, Bratislava.

ŚLĄCZKA A., 1976a — Atlas paleotransportu osadów detrytycznych w łuku Karpacko-Bałkańskim 1:2 000 000. Wyd. Geol., Warszawa.

ŚLĄCZKA A., 1976b — Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **46**, 3.

ŚLĄCZKA A., 1976c — Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwart. Geol*., **20**, 4.

ŚLĄCZKA A. (red.), 1985 — Potrójna IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol*., 59.

ŚLĄCZKA A., MIZIOŁEK M., 1995 — Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (Polskie Karpaty fliszowe). *Ann. Soc. Geol. Pol*., **65**, 1–4: 29–41.

ŚRODOŃ A., 1952a — Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach. *Biul. Państw. Inst. Geol*., 67.

ŚRODOŃ A., 1952b — Plejstoceńska flora z doliny Ziembówki oraz materiały do stratygrafii ostatniego postglacjału w Karpatach (wiadomość tymczasowa). *Biul. Państw. Inst. Geol*., 66.

ŚRODOŃ A., 1965 — O florach kopalnych w terasach dolin karpackich. *Fol. Quatern.*, 21.

ŚRODOŃ A., 1968 — O roślinności interstadiału Paudorf w Karpatach Zachodnich. *Acta Palaeobot*., **9**, 1.

ŚRODOŃ A., 1972 — O utworach z florą plioceńską w Kotlinie Nowotarskiej i w Krościenku nad Dunajcem. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **43**, 3.

ŚWIDERSKI B., 1953a — Mapa Geologiczna 1:50 000, ark. Rabka (1032). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

ŚWIDERSKI B., 1953b — Objaśnienia do Mapy Geologicznej 1:50 000, ark. Rabka (1032). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

ŚWIDZIŃSKI H., 1947 — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 37: 124 ss.

ŚWIĘCICKA-PAWLISZYN J., 1980 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Karpaty. Profile regionalne F i V, rok 1975 i lata 1978–1979. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

TAUSCH L., 1886 — Reisebericht aus der Gegend von Saybusch. Verh. Geol. Aust., Wien.

TAUSCH L., 1888 — Auf naimsbericht Uber die Gegend von Saybusch. Verh. Geol. Aust., Wien.

TIETZE E., 1881 — Mittheilung übereinige Flyschbildungen. *Jb. Geol. Reichsanst*., 3: 281 ss.

TIETZE E., 1885 — Über ein Vorkommen von Granit inmitten der galizischen Flyschzone. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 12.

TOKARSKI A., 1947 — Grojec i żywieckie okna tektoniczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 28.

TOKARSKI A., 1953 — Rów tektoniczny Soły w Tresnej. *Prz. Geol.*, 4.

TOKARSKI A., ZUCHIEWICZ W., 1998 — Popękane klasty w stożku Domańskiego Wierchu: Przyczynek do rekonstrukcji ewolucji pola naprężeń w rejonie Kotliny Orawskiej (Karpaty) podczas neogenu i czwartorzędu. *Prz. Geol.*, **46**, 1: 62–66.

TOŁWIŃSKI K., 1950 — Brzeg Karpat. *Acta Geol. Pol.*, **1**, 1.

TOMAŚ A., 1975 — Mikrofacjalne opracowanie utworów węglanowych dewonu górnego w otworze wiertniczym Tokarnia IG-1. *Kwart. Geol*., **19**, 4.

TOMAŚ A., ZAJĄC R., 1996 — Utwory młodszego paleozoiku w podłożu polskich Karpat Zachodnich. *Prz. Geol*., **44**, 5: 477–486.

TURNAU E., 1970 — Mikroflora i paleogeografia karbonu produktywnego w polskiej części Karpat. *Biul. Inst. Geol*., 235.

TURNAU E., 1974 — Microflora from core samples of some Palaeozoic sediments from beneath the Flysch Carpathians (Bielsko–Wadowice area, Southern Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **44**, 2–3: 143–169.

TRAN DIN NGHIA, 1974 — Palynological investigations of Neogene deposits in the Nowy Targ–Orawa Basin (West Carpathians, Poland). *Acta Paleobot*., **15**, 2: 46–87.

TYCZYŃSKA M., 1968a — Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 17.

TYCZYŃSKA M., 1968b — Rzeźba i budowa geologiczna terytorium miasta Krakowa. *Fol. Geogr. Ser. Geogr. Phys*., **1**.

TYCZYŃSKA M., CHMIELOWIEC S., 1988 — Mapa geomorfologiczna 1:50 000. *W:* Atlas Miasta Krakowa. Kraków.

UHLIG V., 1883 — Beiträge zur Geologia der westgalizischen Karpathen. *Jb. Geol. Reichsanst*., 33: 443–560.

UHLIG V., 1885 — Zur Stratigraphie der Sandsteinzone in Westgalizien. *Verh. Geol. Reichsanst.*

UHLIG V., 1886 — Über eine Mikrofauna aus dem Altteriär der westalizischen Karpathen. *Jb. Geol. Reichsanst*., 36: 141–214.

UHLIG V., 1888 — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpaten I. Die Sandsteinzone zwischen dem pienninischen Klippenzuge und dem Nordrande. *Jb. Geol. Reichsanst*., 38: 85–264.

UHLIG V., 1891 — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. 2. Der pienninische Klippenzug. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 40.

UHLIG V., 1903 — Bau und Bild der Karpathen. Wien: 261.

UHLIG V., 1904 — Uber die Klippen der Karpathen. *W*: 9. Congr, Géol. Intern., Vienne 1903.

UHLIG V., 1907 — Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzb. Akad. Wissen. Wien*, 116, 1.

URBANIAK J., 1960 — Wiercenie na Domańskim Wierchu w Kotlinie Nowotarskiej koło Czarnego Dunajca. *Kwart. Geol*., **4**, 3: 787–799.

WASILUK R., CHOWANIEC J., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Jabłonka (1047). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

WATYCHA L., 1959 — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol*., **7**, 8: 350–356.

WATYCHA L., 1968 — Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol*., **12**, 4: 898–915.

WATYCHA L., 1971a — Badania czwartorzędu i neogenu w kotlinie orawsko-nowotarskiej, cz. III. Neogen w kotlinie orawsko-nowotarskiej (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

WATYCHA L., 1971b — Otwór wiertniczy Czarny Dunajec IG-1 oraz Koniówka IG-1 (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

WATYCHA L., 1976a — Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. *Kwart. Geol*., **20**, 3: 575–587.

WATYCHA L., 1976b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec (1048). Inst. Geol., Warszawa.

WATYCHA L., 1977a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec (1048). Inst. Geol., Warszawa.

WATYCHA L., 1977b — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jabłonka (1047). Inst. Geol., Warszawa.

WATYCHA L., 1977c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jabłonka (1047). Inst. Geol., Warszawa.

WERNER Z., 1955 — Poszukiwanie wstępne złoża soli kamiennej w rejonie Chorowic. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

WESTWALEWICZ-MOGILSKA E., 1986 — Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, **34**, 12: 690–698.

WIERZBOWSKI A., 1994 — Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous stratigraphy and microfacies of the Czorsztyn Succession in the Spisz area, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Acta Geol. Pol*., **44**, 3–4: 223–249.

WIERZBOWSKI A., AUBRECHT R., KROBICKI M., MATYJA B., SCHLÖGL J., 2004 — Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **74**, 3: 237–256.

WIERZBOWSKI A., JAWORSKA M., KROBICKI M., 1999 — Jurassic (Uppermost Bajocian–lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt. Carpathians Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Stud. Geol. Pol*., **115**: 7–74.

WIERZBOWSKI A., REMANE J., 1992 — The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Barriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Eclogae Geol. Helv*., **85**, 3: 871–891.

WIESER T., 1971 — Przeobrażenia egzo- i endokontaktowe związane z cieszynitami Karpat fliszowych Polski. *Kwart. Geol*., **15**, 4.

WIESER T., 1973 — Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol*., 265: 135–156.

WIESER T., 1975 — Osady wulkanoklastyczne z otworu wiertniczego Tokarnia IG-1. *Kwart. Geol.*, **19**.

WIESER T., 1978 — Skały metamorficzne z otworu wiertniczego Bystra IG 1. *Kwart. Geol*., **22**, 4: 946–947.

WIESER T., 1985 — Some remarks on the sedimentation, composition and provenance of exotic bearing conglomerates in the Western Polish Carpathians Flysch formations. Guide to exc. 1. 13th Congress Carpathian-Balkan. Geol. Assoc., Kraków.

WIESER T., 1986 — Regionalne badania geochronologiczne na podstawie korelacji tefrochronologicznej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

WOROBIEC G., 1994 — Upper Miocene fossil plants from the outcrop of Stare Bystre (Western Carpathians, Poland). *Acta Palaeobot*., **32**, 1: 83–105.

WOŹNY E., 1976 — Stratygrafia młodszego trzeciorzędu niecki orawsko-nowotarskiej na podstawie makrofauny słodkowodnej i lądowej. *Kwart. Geol*., **20**, 3: 589–595.

WÓJCIK A., 1988 — Systemy teras rzecznych w dorzeczu Koszarawy w Beskidzie Żywieckim i ich związek z ruchami tektonicznymi. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan*., **22**: 21–45.

WÓJCIK A., 1994 — Osady glacjalne i osuwiskowe Pilska (Beskid Żywiecki). *Biul. Państw. Inst. Geol*., 369: 49–60.

WÓJCIK A., 1996 — Terasy w Kotlinie Żywieckiej na przykładzie Leśnianki. *W*: Przew. 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Szczyrk, 6–9 czerwca 1966 r. (D. Poprawa, W. Rączkowski, red.). Kraków.

WÓJCIK A., 1997 — Osuwiska w dorzeczu Koszarawy – strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki). *Biul. Państw. Inst. Geol*., 376: 5–42.

WÓJCIK A., 2002 — Litologiczne uwarunkowania rozwoju osuwisk na terenie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu Koszarawy (Karpaty Zachodnie). Mat. 24. Konf. Nauk.-Techn. Podkomitetu Mechaniki Skał i Podłoża Polskiego Komitetu Wielkich Zapór „Stabilizacja masywów skalnych w podłożu budowli hydrotechnicznych". Inst. Meteorologii i Gosp. Wod., Warszawa.

WÓJCIK A., 2018 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jeleśnia (1030) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

WÓJCIK A., JUGOWIEC M., 1998 — The youngest member of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland). *Prz. Geol.*, **46**, 8/2: 763–770.

WÓJCIK A., KOPCIOWSKI R., MALTA T., MARCINIEC P., NESCIERUK P., 1996a — Propozycja podziału jednostek litostratygraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W*: Przew. 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Szczyrk, 6–9 czerwca: 209–215.

WÓJCIK A., MARCINIEC P., NESCIERUK P. (red.), 2006 — Tokarnia IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 108.

WÓJCIK A., MARCINIEC P., NESCIERUK P., 2007 — Głogoczów IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 115.

WÓJCIK A., NAWROCKI J., NITA M., 2004 — Plejstocen w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska). Analiza genezy i wieku na tle schematów podziału stratygraficznego czwartorzędu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 409: 5–50.

WÓJCIK A., OLSZEWSKA B., GARECKA M., SZYDŁO A., 1996b — Profil potoku Domaczka i jego znaczenie dla stratygrafii i tektogenezy Karpat. Wycieczka A, pkt. A6. *W:* Przew. 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Szczyrk, 6–9 czerwca, 1996 r.

WÓJCIK A., RĄCZKOWSKI W., 1994 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Osielec (1015). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

WÓJCIK A., RĄCZKOWSKI W., MROZEK T., NESCIERUK P., MARCINIEC P., ZIMNAL Z., 2010 — Babiogórski Park Narodowy – Mapa geologiczno-turystyczna. PIG-PIB, Warszawa.

WÓJCIK A., SZYDŁO A., MARCINIEC P., NESCIERUK P., 1999 — Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego – nowa jednostka tektoniczna. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**.

ZASTAWNIAK E.K., 1972 — Pliocene leaf flora from Domański Wierch near Czarny Dunajec (Western Carpathians, Poland). *Acta Palaeobot.*, **13**, 1: 1–73.

ZARĘCZNY S., 1894 — Atlas geologiczny Galicji, 3. Komis. Fizjogr. AU, Kraków.

ZDANOWSKI A., ŻAKOWA H. (red.), 1997 — The Carboniferous System of Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**.

ZEJSZNER L., 1849 — Geognostische Beschreibung des Nerineen–Kalkes von Inwałd und Roczyny. Naturwiss. Abhandlungen, 3, Wien.

ZEJSZNER L., 1861 — Opis geologiczny pokładu siarki w Swoszowicach pod Krakowem. *Rocz. Pol. Tow. Nauk.*, 5.

ZIERHOFFER A., 1928 — Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich. Pokłosie Geogr., Lwów.

ZIĘTARA T., 1962 — O pseudoglacjalnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP, Kraków*, 10, *Pr. Geogr.*, 2: 69–86.

ZIĘTARA T., 1964 — O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP, Kraków.*, 22, *Pr. Geogr.*, 3.

ZIĘTARA T., 1968 — Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 60: 1–116.

ZIĘTARA T., 1969 — W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach Zachodnich. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **3**.

ZIĘTARA T., 1972 — Rzeźba beskidzkiej części dorzecza Soły. *Czas. Geogr.*, **43**, 2.

ZIĘTARA T., BAJGIER M., 1989 — Role of the tectonics in development of landslides in the Beskid Śląski. *W*: Proceedings of the Carp.-Balc. Geomorph. Comm. (Z. Pinczes, red.). Debrecen.

ZIĘTARA T., JAKUBSKA O., 1983 — Importance of structural directions in mass movement development in the Western Beskidy Mountains. *Fol. Geogr., Ser. Geogr. Phys.*, 16.

ZIĘTARA T., LIS J., 1987 — Part of geological structure in evolution of waterfalls rapids in the Flysch Carpathians. *Fol. Geogr.*, 18.

ZIĘTARA K., ZIĘTARA T., 1958 — O rzekomo glacjalnej rzeźbie Babiej Góry. *Ann. Univ. Pedagog. Cracov., Stud. Geogr.*, , 8: 55–77.

ZNOSKO J., DADLEZ R., GROCHOLSKI A., KOWALCZEWSKI Z., RYŁKO W., RYKA W., 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

ZUBER R., 1918 — Flisz i nafta. Prace Naukowe. Wydawnictwo Towarzystwa dla Popierania Nauki Polskiej, Dział 2, **2**: ss. 381, Lwów.

ZUCHIEWCZ W., 1994 — Late Cenozoic jointing and small – scale faulting in the Polish Outer Carpathians: hints for stress field reorientation. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.*, 17: 34–38.

ZUCHIEWICZ W., 1995a — Neotectonic tendencies in the Polish Outer Carpathians in the light of some river valley parameters. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan*., **29**: 55–76.

ZUCHIEWICZ W., 1995b — Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. *Fol. Quatern*., 66: 145–204.

ŻELAŹNIEWICZ A., BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997 — Crystalline basement SW of the Trans-European Suture Zone in Poland (Cadomian) orogen. *Terra Nostra*, 11: 167–171.

ŻELAŹNIEWICZ A., ŻABA J., 2002 — Nowe dane o dynamice bloku górnośląskiego i małopolskiego na przełomie prekambru i paleozoiku. *Prz. Geol*., **50**: 1227–1228.

ŻÓŁKIEWSKI M., 1970 — W sprawie genezy Bramy Wilkowickiej. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków*, 40, *Pr. Geogr.*, 5.

ŻYTKO K., 1963 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Milówka (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

ŻYTKO K., 1967 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórza, ark. Ujsoły (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.

ŻYTKO K., 1977 — Uwagi o paleogeńskich ruchach tektonicznych w Karpatach zewnętrznych. *Kwart. Geol*., **21**, 4.

ŻYTKO K., 1978 — Profil otworu badawczego Bystra IG-1 (Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol*., **22**, 4.

ŻYTKO K., 2001 — Jednostki strukturalne Karpat Zewnętrznych między Sołą a Dunajcem. *Prz. Geol.*, **49**, 8: 703–709.

ŻYTKO K., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIÁŠ M., MENČIK E., DWOŘÁK J., STRÁNIK Z., RAKUS M., MATĚJOVSKÁ O., 1989a — Geological Map of the Western Outer Carpathians and their Foreland (D. Poprawa, J. Nemćok, red.). *W*: Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

ŻYTKO K., MALATA T., 2001 — Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej–Słopnic w basenie Karpat Zewnętrznych. *Prz. Geol.*, **49**, 5: 425–430.

ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIÁŠ M., MENÈIK E., STRÁNIK Z., 1989b — Map of the tectonic elements of the western Outer Carpathians and Their Foreland 1:500 000. *W:* Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and Their Foreland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000
Ark. BIELSKO-BIAŁA (71)

KORELACJA JEDNOSTEK STRATYGRAFICZNYCH CZWARTORZĘDU STOSOWANYCH NA POSZCZEGÓLNYCH ARKUSZACH SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1:50 000 WEDŁUG KOLEJNO OBOWIĄZUJĄCYCH INSTRUKCJI ORAZ ZASTOSOWANYCH W INSTRUKCJI REAMBULACJI MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1:200 000 (WYDANIE DRUGIE, UZUPEŁNIONE)

<table>
<tr><th colspan="5">Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym (1991)</th><th colspan="3">Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 Wydanie II uzupełnione (2004)</th><th colspan="4">Instrukcja reambulacji Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 Wydanie drugie, uzupełnione (2009)</th></tr>
<tr><th>system</th><th>pod-oddział</th><th>nadpiętro*</th><th>piętro**</th><th>podpiętro***</th><th>oddział</th><th>piętro</th><th>podpiętro</th><th>oddział</th><th>pod-oddział</th><th>nadpiętro</th><th>piętro</th></tr>
<tr><td rowspan="30">CZWARTORZĘD</td><td colspan="3" rowspan="3">HOLOCEN</td><td>Neoholocen</td><td>Subatlantycki
Subboreal ny</td><td rowspan="3">HOLOCEN</td><td rowspan="3"></td><td rowspan="3"></td><td>Okres subatlantycki
Okres subboreal ny
Okres atlantycki
Okres borealny
Okres preborealny</td><td rowspan="3">HOLOCEN</td><td rowspan="3"></td><td rowspan="3"></td><td rowspan="3"></td></tr>
<tr><td>Mezoholocen</td><td>Atlantycki</td></tr>
<tr><td>Eoholocen</td><td>Borealny
Preborealny</td></tr>
<tr><td rowspan="27">PLEJSTOCEN</td><td rowspan="3">ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIE</td><td>ZLODOWACENIE BAŁTYCKIE</td><td>Stadiał pomorsko-leszczyński
Interstadiał Grudziądza
Stadiał Świecia</td><td rowspan="27">PLEJSTOCEN</td><td rowspan="4">ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIE</td><td rowspan="4">ZLODOWACENIE WISŁY</td><td>Stadiał górny (leszczyńsko-pomorski, główny)</td><td rowspan="27">PLEJSTOCEN</td><td rowspan="11">PLEJSTOCEN GÓRNY</td><td rowspan="4">KOMPLEKS PÓŁNOCNOPOLSKI</td><td rowspan="4">ZLODOWACENIE WISŁY</td></tr>
<tr><td>INTERGLACJAŁ KRASTUDZKI</td><td></td><td>Interstadiał (grudziądzki)</td></tr>
<tr><td>ZLODOWACENIE TORUŃSKIE</td><td></td><td>Stadiał środkowy (Świecia)</td></tr>
<tr><td>INTERGLACJAŁ EEMSKI</td><td>INTERGLACJAŁ TYCHNOWSKI
OKRES CHŁODNY
OKRES CIEPŁY SZTUMSKI</td><td>Interstadiał (Gniewu)
Stadiał dolny (toruński)</td><td colspan="2">INTERGLACJAŁ EEMSKI</td><td>INTERGLACJAŁ EEMSKI</td></tr>
<tr><td rowspan="5">ZLODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIE</td><td>ZLODOWACENIE WARTY</td><td>Stadiał Mławy
Interstadiał regimiński
Stadiał Wkry
Interstadiał bużański
Stadiał Rogowca</td><td rowspan="5">ZLODOWACENIA ŚRODKOWO-POLSKIE</td><td>ZLODOWACENIE WARTY</td><td>Stadiał górny (Mławy)
Interstadiał
Stadiał środkowy (Wkry)
Interstadiał
Stadiał dolny (Rogowca)</td><td rowspan="5">KOMPLEKS ŚRODKOWOPOLSKI</td><td rowspan="5">ZLODOWACENIE ODRY</td></tr>
<tr><td>INTERGLACJAŁ LUBELSKI (PILICY)</td><td></td><td>INTERGLACJAŁ LUBAWSKI (lubelski)</td><td></td></tr>
<tr><td>ZLODOWACENIE ODRY</td><td>Stadiał maksymalny
Interstadiał
Stadiał przedmaksymalny</td><td>ZLODOWACENIE ODRY</td><td>Stadiał górny
Interstadiał
Stadiał dolny</td></tr>
<tr><td rowspan="3">INTERGLACJAŁ WIELKI</td><td>INTERGLACJAŁ ZBÓJNA</td><td></td><td>INTERGLACJAŁ ZBÓJNA</td><td rowspan="3">INTERGLACJAŁ WIELKI</td><td rowspan="3"></td><td>INTERGLACJAŁ ZBÓJNA</td></tr>
<tr><td>ZLODOWACENIE LIWCA</td><td></td><td>ZLODOWACENIE LIWCA</td><td>ZLODOWACENIE LIWCA</td></tr>
<tr><td>INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI</td><td></td><td>INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI</td><td>INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI</td></tr>
<tr><td rowspan="6">ZLODOWACENIA POŁUDNIOWO-POLSKIE</td><td>ZLODOWACENIE WILGI</td><td></td><td rowspan="6">ZLODOWACENIA POŁUDNIOWO-POLSKIE</td><td>ZLODOWACENIE SANU 2 (WILGI)</td><td>Stadiał górny
Interstadiał
Stadiał dolny</td><td rowspan="6">KOMPLEKS POŁUDNIOWOPOLSKI</td><td>ZLODOWACENIE SANU 2</td></tr>
<tr><td>INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI</td><td></td><td>INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI</td><td></td><td>INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI</td></tr>
<tr><td>ZLODOWACENIE SANU (I+II)</td><td>Stadiał górny (Ciechanowa)
Interstadiał Dęblina
Stadiał dolny (Kocka)</td><td>ZLODOWACENIE SANU 1</td><td>Stadiał górny
Interstadiał
Stadiał dolny</td><td>ZLODOWACENIE SANU 1</td></tr>
<tr><td>INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI (PRZASNYSKI)</td><td></td><td>INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI</td><td></td><td>INTERGLACJAŁ</td></tr>
<tr><td>ZLODOWACENIE NIDY (I+II)</td><td></td><td>ZLODOWACENIE NIDY</td><td>Stadiał górny
Interstadiał
Stadiał dolny</td><td>ZLODOWACENIE NIDY</td></tr>
<tr><td>INTERGLACJAŁ PODLASKI</td><td>INTERGLACJAŁ KIJEWICKI</td><td></td><td colspan="2">INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI (PODLASKI)</td><td></td><td rowspan="2">PLEJSTOCEN DOLNY</td><td>INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI</td></tr>
<tr><td>ZLODOWACENIA NAJSTARSZE</td><td>ZLODOWACENIE NARWI (I+II)</td><td></td><td>ZLODOWACENIA NAJSTARSZE</td><td>ZLODOWACENIE NARWI</td><td>Stadiał górny
Interstadiał
Stadiał dolny</td><td>ZLODOWACENIE NARWI</td></tr>
<tr><td>PREGLACJAŁ</td><td>OKRES CIEPŁY CELESTYNÓW
OKRES ZIMNY OTWOCK
OKRES CIEPŁY PONURZYCA
OKRES CHŁODNY RÓŻCE</td><td></td><td colspan="2">PLEJSTOCEN DOLNY (PREGLACJAŁ)</td><td></td><td>KOMPLEKS PREGLACJALNY</td><td>CELESTYNÓW
OTWOCK
GELAS: PONURZYCA / RÓŻCE</td></tr>
</table>

* Zespoły zlodowaceń i interglacjałów (megaglacjały i megainterglacjały). Nazwy podane w rubrykach zachowano z uwagi na porównywalność wydzieleń stratygraficznych między starymi i nowymi mapami tej samej serii.
** Niektóre piętra wydzielone regionalnie i na różnych podstawach nie mają dotychczas szerszych korelacji.
*** i jednostki mniejsze (stadiał i interstadiał). W przypadku, gdy brak jest podstawy do podziału nadpiętra na wyżej wymienione piętra, można stosować dotychczasowy podział zlodowacenia środkowopolskiego wg Instrukcji, 1977 (dotyczy to również innych zlodowaceń).

Uwaga: W niniejszym zestawieniu pominięto jednostki niższego rzędu – fazy itp., które są uwzględnione w Instrukcji z 1991 r.