



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Konrad GÓRKA

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz OGRODZIENIEC (913)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ogrodzieniec
J. Bednarka, H. Kaziuk i T. Zapaśnika (1978)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracował: Konrad GÓRKA¹ – 2021
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ogrodzieniec
J. Bednarka, H. Kaziuk i T. Zapaśnika (1978)

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski,
ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu górnośląskiego: Andrzej PIOTROWSKI

Redakcja merytoryczna: Anna GŁOWACKA

ISBN 978-83-68112-21-4

PIG-PIB, Warszawa 2023
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

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	11
III. Budowa geologiczna	14
A. Stratygrafia	14
1. Proterozoik	14
a. Neoproterozoik	14
Ediakar	14
2. Kambr	15
3. Devon	15
a. Devon dolny	15
b. Devon środkowy	15
Żywet	15
c. Devon górny	16
Fran + famen	16
4. Karbon	16
a. Karbon dolny	16
Wizen	16
5. Karbon górny–perm dolny	17
6. Perm	17
a. Perm dolny	17
Czerwony spągowiec	17
7. Trias	17
a. Trias dolny	18
Pstry piaskowiec	18
Pstry piaskowiec dolny + środkowy	18
Pstry piaskowiec górny (ret)	18
b. Trias środkowy	18
Wapień muszlowy	18
c. Trias górny	19
Kajper	19
8. Jura	20
a. Jura dolna	20
Pliensbach–toark?	20

b. Jura środkowa	22
Bajos	22
Bajos dolny	22
Bajos–baton	22
Bajos górny–baton	22
c. Jura środkowa–górna	24
Kelowej–oksford	24
Kelowej–oksford dolny	24
d. Jura górna	25
Oksford	26
Oksford dolny	26
Oksford dolny–środkowy	27
Oksford środkowy	28
Oksford środkowy–górnny	28
Oksford górny	31
9. Kreda	35
a. Kreda dolna	35
Alb	35
b. Kreda górna	36
Santon	36
Kampan	36
Kampan dolny	36
10. Paleogen–czwartorzęd	37
11. Czwartorzęd	38
a. Plejstocen	38
Plejstocen dolny (preglacjał)	38
Zlodowacenia południowopolskie	38
Zlodowacenie Odry	39
Zlodowacenie Warty	39
Zlodowacenia północnopolskie	40
Zlodowacenie Wisły	40
b. Czwartorzęd nierozdzielony	41
c. Holocen	43
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	44
C. Rozwój budowy geologicznej	51
IV. Podsumowanie	58
Literatura	59

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

I. WSTĘP

Aktualizacja arkusza Ogrodzieniec (913) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wykonana została w Oddziale Górnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego na zlecenie Ministerstwa Środowiska i sfinansowana ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Zawarte w niniejszych objaśnieniach rozdziały dotyczące stratygrafii jury górnej oraz tektoniki zostały w dużej mierze oparte na treści objaśnień do poprzedniego wydania arkusza Ogrodzieniec SMGP (1978) opracowywanego przez Kaziuk, Bednarka i Zapaśnika w latach 1972–1975 (Kaziuk i in., 1978; Bednarek i in., 1978). Stratygrafię utworów jury górnej w północnej części obszaru badań oraz tektonikę opracował Bednarek, z kolei opracowanie stratygrafii osadów jury górnej w południowej części obszaru arkusza wykonane zostało przez Zapaśnika. W ramach aktualizacji powstał całkowicie nowy opis utworów starszych i młodszych od górnej jury oraz osadów czwartorzędowych.

Konieczność aktualizacji arkusza Ogrodzieniec wynikała przede wszystkim z tego, że od czasu jego publikacji w 1978 r. minęły ponad cztery dekady, a autorzy opracowania szczególną uwagę poświęcili badaniom utworów jury górnej. W ramach aktualizacji utwory starszego paleozoiku (ordowik, sylur) w świetle obecnych poglądów zostały uznane za proterozoiczne. Uszczegółowiono profil utworów kredy. Przesunięcie granic cięcia arkuszonego spowodowało zmianę zasięgu opracowania, co umożliwiło rozpoznanie utworów kampanu na badanym terenie. Skały w profilu otworu w Wierbce (otw. 7), które dotychczas interpretowano jako utwory albu, reinterpretowano i określono jako przynależne do santonu i kampanu. Dokonano ponadto znacznie bardziej szczegółowego podziału osadów czwartorzędowych – na podstawie literatury oraz obserwacji terenowych w obrębie plejstocenu i holocenu wyróżniono 18 wydzieleni, podczas gdy w pierwotnym opracowaniu wyróżniono ich jedynie osiem. Na badanym obszarze stwierdzono ponadto obecność osadów plejstocenu dolnego (preglacjału) i zlodowaceń południowopolskich, których nie rozpoznano w poprzedniej wersji opracowania. Osady czwartorzędowe zostały uwzględnione na przekroju geologicznym oraz zobrazowane

za pomocą profilu syntetycznego utworów czwartorzędowych, którego nie wykonano na potrzeby opracowania Kaziuk i innych z 1978 r.

Podczas sporządzania mapy w latach 70. autorzy wykonywali prace ziemne, badania faunistyczne i petrograficzne. Do interpretacji geologicznej wykorzystywali zdjęcia lotnicze oraz profile około 150 wierceń wykonanych głównie przez Kombinat Geologiczny–Południe w Krakowie w celu poszukiwania rud cynku i ołowiu (Kaziuk i in., 1978). Podczas prac prowadzonych na potrzeby aktualizacji arkusza Ogrodzieniec nie prowadzono prac ziemnych, nie wykonywano wierceń, ani badań laboratoryjnych tak osadów czwartorzędowych, jak i utworów starszych od czwartorzędu. W ramach prac terenowych dokonano obserwacji w istniejących wyrobiskach, odsłonięciach i w obrębie wychodni (w sumie w około 490 punktach dokumentacyjnych), skupiając się tym razem głównie na osadach czwartorzędowych. W interpretacji najmłodszych osadów oraz utworów podłoża odsłaniających się na powierzchni użyto numerycznego modelu terenu (NMT). Na podstawie danych otworowych dokonano reinterpretacji części utworów mezozoiku, paleozoiku i starszych.

Obszar arkusza Ogrodzieniec ograniczony jest współrzędnymi 19°30'–19°45' długości geograficznej wschodniej i 50°20'–50°30' szerokości geograficznej północnej. Zajmuje on powierzchnię 329,0 km². Teren opracowania sąsiaduje od północy z arkuszem Pradła (Bednarek i in., 1985), od północnego wschodu z arkuszem Szczekociny (Kwapisz, 1982), od wschodu z arkuszem Wolbrom (Górka i in., 2021), od południowego wschodu z arkuszem Skała (Płonczyński, 2007), od południa z arkuszem Olkusz (Kurek, Preidl, 1992), od południowego zachodu z arkuszem Jaworzno (Kurek i in., 1999), od zachodu z arkuszem Zawiercie (Piotrowski i in., 2021), a od północnego zachodu z arkuszem Żarki (Heliasz i in., 2015).

Administracyjnie obszar badań znajduje się w obrębie dwóch województw: śląskiego z powiatem zawierciańskim (gminy: Pilica, Ogrodzieniec, Zawiercie i w niewielkim fragmencie gmina Łazy) oraz małopolskiego z powiatem olkuskim (gminy: Klucze, Wolbrom oraz częściowo gminy Olkusz i Trzyciąż).

Obszar objęty arkuszem Ogrodzieniec zamieszkuje około 36 000 ludzi, co daje gęstość zaludnienia około 110 osób na 1 km². W północno-wschodniej części obszaru arkusza dominują użytki rolne, związane z występowaniem tu bardzo urodzajnych gleb lessowych. Na pozostałym obszarze występują pokrywy piasków o różnej miąższości oraz wychodnie wapieni jurajskich z bardzo cienką warstwą gleby, stąd stosunkowo wysoki (20–30%) udział użytków leśnych. Ze względu na walory przyrodnicze w granicach omawianego terenu wyznaczono liczne obszary objęte różnymi formami ochrony przyrody. Niemal cały obszar arkusza znajduje się w obrębie Parku Krajobrazowego Orlich Gniazd oraz jego otuliny. Znacznie mniejszą powierzchnię zajmuje obszar chronionego krajobrazu

Otulina Parku Krajobrazowego Orlich Gniazd i Parku Krajobrazowego Stawki. Wydzielono tu również kilka rezerwatów: Smoleń, Ruskie Góry, Góra Chełm, Pazurek i Góra Stołowa im. Ryszarda Malika z otuliną. Niezwykle osobliwym i unikalnym dla tej części Polski obszarem jest znajdująca się w południowo-zachodniej części terenu arkusza Pustynia Błędowska. W jej obrębie utworzony został użytek ekologiczny, a także obszar siedliskowy Natura 2000. Pozostałe obszary siedliskowe Natura 2000 to: Buczyny w Szypowicach i Las Niwiski, Ostoja Środkowojurajska oraz Jaroszowiec. W Pilicy wyznaczono drugi na omawianym terenie obok Pustyni Błędowskiej użytek ekologiczny – Źródlika w Pilicy-Piaski.

W obrębie arkusza Ogrodzieniec znajdują się dwa miasta. Zarówno Ogrodzieniec, jak i Pilica są niewielkimi ośrodkami nastawionymi głównie na ruch turystyczny. W Ogrodzieńcu do 1999 r. działała cementownia Wiek, dostarczająca surowiec do produkcji cegieł budowlanych. Istotnym elementem miejscowego krajobrazu są ruiny zamków, zwłaszcza Zamku Ogrodzieniec w Podzamczu oraz mniejszych, znajdujących się w Smoleniu, Pilicy i w Bydlinie. Ważnymi ośrodkami przemysłowymi są położone na południu Klucze oraz Jaroszowiec. W Kluczach znajduje się fabryka papieru Velvet Care (dawniej International Paper) oraz zakład produkcji cegieł silikatowych. W Jaroszowcu swoją siedzibę ma firma Glassolutions Polska-Saint Gobain produkująca szkło oraz kopalnia dolomitu. W Wierbce znajduje się siedziba firmy Ospel produkującej sprzęt elektroniczny.

Obszar arkusza pokryty jest stosunkowo gęstą siecią dróg lokalnych. Przebiegają tu drogi wojewódzkie nr: 783 (Olkusz–Skalbmierz), 790 (Dąbrowa Górnicza–Pilica), 791 (Trzebinia–Kolonia Poczesna), 794 (Kraków–Koniecpol) oraz niewielki odcinek drogi krajowej nr 78 znajdujący się w północno-zachodnim narożu obszaru arkusza. W południowo-wschodniej części terenu arkusza przebiega linia kolejowa z Sosnowca przez Olkusz do Uniejowa-Rędzin, łącząca się w Uniejowie z trasą Kraków–Warszawa. Ponadto przez Jaroszowiec, Chrzastowice i Zarzecze przebiega szerokotorowa linia kolejowa (LHS).

Prace kartograficzne na potrzeby aktualizacji w 2018 r. wykonywał K. Górka. Obserwacji dokonano w odsłonięciach naturalnych i sztucznych (liczne wychodnie oraz piaskownie i kamieniołomy). W kamieniołomach w Jaroszowcu i Ogrodzieńcu można obserwować odpowiednio utwory od dewonu po jurę środkową oraz kontakt utworów jury środkowej i górnej. W wyrobisku w Kalisiu widoczny jest kilkumetrowy fragment profilu piasków albu. Pozostałe wyrobiska oraz liczne wychodnie odsłaniają utwory jury górnej – oksfordu. Większość odsłonieć ma bardzo ograniczony zasięg pionowy (wyjątek stanowią odsłonięcia wapieni skalistych) lub stan zachowania, który nie pozwala na dokonanie szczegółowych obserwacji. W takich przypadkach autor posiłkował się opisami odsłonieć z terenów sąsiednich.

Przekrój geologiczny poprowadzono wzdłuż zmienionej linii i opracowano go od nowa. Zmiany wprowadzono również na profilach syntetycznych oraz szkicach geomorfologicznym i odkrytym.

Obszar arkusza objęty jest mapami: *Geognostische und Bergbaukarte des Oberschlesisch-Polnischen Steinkohlenbeckens* 1:500 000 (Łempicki, 1891), Przeglądową Mapą Geologiczną Polski 1:300 000, arkusz Kraków, wydanie A (Doktorowicz-Hrebnicki, Różycki, 1949), Przeglądową Mapą Geologiczną Polski 1:300 000, arkusz Kraków, wydanie B (Doktorowicz-Hrebnicki, Różycki, 1955), Mapą Geologiczną Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – mapa bez utworów czwartorzędowych 1:50 000 (Doktorowicz-Hrebnicki, 1955), Mapą Geologiczną Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000, wydania A–C (Doktorowicz-Hrebnicki, 1959a, b, 1960), Mapą Geologiczną Polski 1:200 000, arkusz Kraków, wydanie A (Kaziuk, Lewandowski, 1978) i Mapą Geologiczną Polski 1:200 000, arkusz Kraków, wydanie B (Kaziuk, 1978).

Badania geologiczne na obszarze arkusza Ogrodzieniec do końca lat 60. XX w. prowadzone były w bardzo ograniczonym zakresie i koncentrowały się głównie na budowie geologicznej północnego i wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW). Dopiero od początku lat 70. XX w. teren ten został objęty szczegółowymi badaniami w związku z poszukiwaniami rud cynku i ołowiu między Kluczami i Zawierciem.

Literatura obejmująca tematykę utworów paleozoicznych występujących na obszarze arkusza Ogrodzieniec jest stosunkowo uboga. Nieco większy udział stanowią prace dotyczące regionalnej budowy geologicznej i jej zróżnicowania na granicy bloków górnośląskiego i małopolskiego. Autorami najstarszych publikacji dotyczących utworów paleozoiku na omawianym terenie był Bukowy (1970) i Ekiert (1971), który określił wiek opisywanych skał na kambr środkowy i górny (?), a także opisywał utwory dewonu i karbonu ze wschodniego i północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Bukowy wspólnie ze Ślósarzem szczegółowo opisali utwory ilasto-piaszczyste nawiercone w rejonie Pilicy i określili ich wiek na sylur (Bukowy, Ślósarz, 1975). Utwory proterozoiku i paleozoiku nieco później opisywał Harańczyk (1982a, b, 1994). Nowe spojrzenie na skały starszego paleozoiku oraz utwory starsze budujące północno-wschodnie obrzeżenie GZW rzucił szereg prac powstałych w latach 90. XX w. (Jachowicz, 1994, 1995; Buła, 1994, 2000; Buła i in., 1997; Żaba, 1999; Żelaźniewicz, Żaba, 2002; Buła, Żaba, 2008). Prace te przyczyniły się do powstania Atlasu geologiczno-strukturalnego paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego w skali 1:300 000 (Buła, Habryn, 2008). Mineralizacja i magmatyzm w skałach paleozoicznych były przedmiotem badań Harańczyka (1982a, b), Muszyńskiego i Skowrońskiego (1980), Jarmołowicz-Szulc (1985), Ślósarza (1988), Muszyńskiego i Natkaniec-Nowak (1989), Wolskiej (2012) oraz Mikulskiego i innych (2019).

Młodszy paleozoik był przedmiotem badań nielicznych autorów. Chorowska (1969) opracowała stratyografię dewonu na podstawie konodontów w rejonie Jaroszowca, a Alexandrowicz (1970) opisywał osady ilasto-piaszczyste z wiercenia w okolicach Rodaków (na podstawie zwęglonych szczątków roślinnych zaliczył je do dewonu dolnego). Lis i Wójcik (1960) scharakteryzowali utwory dewonu środkowego odsłaniające się w kamieniołomie Stare Gliny zlokalizowanym na wschód od Kluczy. Wiek tych skał określili jako żywet. Lis i Wójcik (1960) opisali również występujące w stropie dewonu osady wapienia muszlowego środkowego – dolomity diploporowe. Utwory dewonu górnego w rejonie Olkusza i Zawiercia opisywał Narkiewicz (1978a, b). Karbon dolny był przedmiotem badań Bojkowskiego i Bukowego (1966) oraz Majewskiego (1972). Utwory permu z rejonu Kluczy opisywane były przez Siedlecką (1964) – autorka opisała ich charakterystykę petrograficzną i oznaczyła wiek jako czerwony spągowiec. Tufity ze zlepieńców myślachowickich rejonu Olkusza opisywali Alexandrowicz i Heflik (1973).

Badania utworów triasu wykonywano w celu rozpoznania i udokumentowania złóż cynku i ołowiu. Senkowiczowa (1965) opisywała utwory retu nawiercone w rejonie Ogrodzieńca i Ryczowa, stwierdzając w nich odpowiedniki warstw gipsowych I, warstw międzygipsowych, warstw gipsowych II oraz warstw górnoląskich. Skały węglanowe triasu w rejonie Olkusza opisywali Gruszczyk i Paulo (1976), Jarrin i Nieć (1993) opisywali środkowotriasowe dolomity z rejonu Rodaków i Rokitna Szlacheckiego, a Matysik (2014) z rejonu Olkusza i Jaroszowca. Bilan (1969, 1976) pstry osady ilaste triasu górnego z okolic Kluczy i Kolbarka zaliczył do piaskowca trzciniowego, górnego kajpru gipsowego (formacja bolesławska) i retyku (formacja grabowska). Przedmiotem pracy Sadloka i Wawrzyniaka (2013) były ślady zwierząt odnalezione w osadach górnotriasowych w rejonie Zawiercia.

Utwory jury dolnej były opisane w ramach opracowań o zasięgu regionalnym. Osady gruboklastyczne jury dolnej na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej były omawiane w pracy Jakubowskiego (1977). Pieńkowski (2004) szeroko opisywał kontynentalne osady jury dolnej, natomiast Kopik (1998) osady jury dolnej i środkowej północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Spośród publikacji na temat osadów jury środkowej wyróżnić należy m.in. prace Różyckiego (1953) i Znoski (1955), którzy podkreślali dużą zmienność facjalną tych utworów w stosunku do obszarów sąsiednich, obecność w profilu luk, szczątkowe wykształcenie, a miejscami zupełny brak dolnych ogniwi jury środkowej – aalenu, bajosu dolnego i wyższej części batonu. Przedmiotem tych samych opracowań były również osady jury dolnej występujące na zachód od Rodaków. Profile jury środkowej z rejonu Zawiercia i Ogrodzieńca opisywali Dembicz i Praszki (2003) oraz Barski i inni (2004). Na temat jury

środkowej pisali także Szczepanik i Sawłowicz (2005) oraz Leonowicz (2013). Siewniak (1962) szczegółowo opracowała stratyografię jury z Wierbki koło Pilicy.

Duże rozprzestrzenienie wychodni osadów górnourajskich oraz ich obecność w licznych odkrywkach zlokalizowanych na opisywanym terenie sprawiły, że wielu geologów skupiało się na badaniach tych właśnie utworów. Najmłodsze osady z okolic Wolbromia opisywane były już w latach 20. XX w. przez Sujkowskiego (1925, 1926), który wydzielił w jurze górnej wapienie cienkopłytowe, sytuując je w profilu poniżej wapieni skalistych. Dżułyński (1952) opisał wapienie skaliste Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Różycki (1953) przedstawił profil od doggeru górnego do niższych ogniw oksfordu. Siewniak (1962) opisywała malm okolic Olkusza i Kluczów. W latach 60. i 70. XX w. na omawianym obszarze pod kierunkiem Kutka wykonywane były prace magisterskie m.in. Kurcz (1968) i Sadkiewicz (1974) oraz praca doktorska Bednarka (1974) na temat litostratygrafii oksfordu i tektoniki tego obszaru. Wspomnieć należy także opracowania Głazka i Wierzbowskiego (1972), Zapaśnika (1973) oraz Kutka i innych (1977). Górnourajskie osady z rejonu Bydlina opisywała Vierek (1997), z okolic Ogrodzieńca Matyszkiewicz i inni (2001) oraz Matyja i Głowniak (2003), a w szerszym, regionalnym ujęciu także Matyszkiewicz (2001) oraz Krajewski i Matyszkiewicz (2009).

Utwory kredy na omawianym obszarze dotychczas opisywane były jedynie w kontekście osadów kredy wypełniających nieckę miechowską, która sąsiaduje z omawianym terenem od wschodu. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych osadów kredy dolnej na obszarze pomiędzy Lelowem a Głanowem przedstawił Marcinowski (1974), który zaliczył osady kredy występujące we wschodniej części arkusza Ogrodzieniec do albu górnego. Bukowy i Siewniak (1963) opisywali utwory kredy rozpoznane wierceniem w Wierbce koło Pilicy.

Wśród opracowań dotyczących paleogenu i neogenu warto wspomnieć opracowania o charakterze regionalnym Alexandrowicza (1958) i Radwańskiego (1968). Do lat 80. ubiegłego wieku powstało niewiele prac na temat osadów czwartorzędowych. Wymienić należy badania Krzyżkiewicza (1952) prowadzone pod Gołczowicami w dolinie Białej Przemszy, w ramach których autor opisał charakterystykę litologiczną osadów czwartorzędowych oraz podjął próbę ich datowania. Pozostałe opracowania obejmują obszar Pustyni Błędowskiej i dotyczą głównie podłoża serii piaszczystej czwartorzędu oraz miąższości piasków (Lewiński, 1914; Żukowski, 1946; Kwaśniewicz, 1948; Alexandrowiczowa, 1962). Charakterystykę litologiczną osadów czwartorzędowych Pustyni Błędowskiej jako pierwszy sporządził Sujkowski (1928). Kozioł (1952) na podstawie wyników badań własnych oraz badań Doktorowicza-Hrebnińskiego (1935) z obszaru Górnego Śląska, dokonał opisu piasków, określił ich miąższość, a genezę powiązał ze zlodowaceniami środkowopolskimi, choć nie wykluczył, że mogły osadzić się w czasie zlodowaceń północnopolskich. Krysowska-Iwazkiewicz

(1974, 1975) wydzieliła osady czwartorzędowe na podstawie analizy zespołu minerałów ciężkich dla omawianego obszaru, a z osadów piaszczystych i gliniastych wyodrębniła osady trzeciorzędowe. Latałowa (1976) i Obidowicz (1976) opisywali oraz datowali torfy z Wolbromia, Sobolewska (1976) zaś datowała torfy z rejonu Olkusza. Po roku 1980 powstało wiele prac o tematyce czwartorzędowej, w tym opracowania autorstwa Lewandowskiego (1982, 1987, 1988, 1993, 1994, 1996, 2005, 2009, 2015), Lewandowskiego i Zielińskiego (1988, 1990), Lewandowskiego i Kaziuk (1982) oraz Lewandowskiego i Ciesielczuk (1997). Dulias (1997) zajmowała się rozwojem pokryw pylasto-piaszczystych, a Szczypek (1986) procesami wydmotwórczymi.

Badaniami jaskiń w skałach jurajskich zajmowali się m.in.: Cyrek (2002), Stefaniak i Marciśzak (2009), Cyrek i inni (2010, 2014), Kasprowska-Nowak (2013). Kras był przedmiotem badań Głazka i Szynkiewicza (1980) oraz Tyca (2005), a walorami skał jurajskich w ujęciu krajobrazowym zajmowali się Polichtówna (1962) i Nita (2004).

Badania hydrogeologiczne prowadzone były przez Goc (1964) oraz zespół Instytutu Geologicznego w Sosnowcu dla celów mapy hydrogeologicznej (Goc i in., 1962). Tokarski (1958) opisywał rolę wody w rozpoznaniu tzw. jury olkuskiej.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski Solona (2018) niemal cały obszar arkusza Ogrodzieniec znajduje się w obrębie podprovincji Wyżyna Śląsko-Krakowska, jedynie północno-wschodnie naroże obszaru arkusza należy do Wyżyny Małopolskiej. Zdecydowana większość terenu arkusza znajduje się w obrębie makroregionu Wyżyna Krakowsko-Częstochowska z mezoregionami Wyżyna Częstochowska i niewielkim fragmentem Wyżyny Olkuskiej na południu. Od strony zachodniej obszar arkusza znajduje się w zasięgu makroregionu Wyżyna Woźnicko-Wieluńska z mezoregionami Kotlina Siewierza i Obniżenie Górnej Warty, a w części północno-wschodniej makroregionu Wyżyna Przedborska i mezoregionu Próg Lelowski.

Morfologia obszaru arkusza jest urozmaicona. Charakterystycznym elementem krajobrazu są strome ostańce wapieni skalistych, liczne w środkowej części terenu badań. Na północnym wschodzie wyraźnie zaznacza się próg morfologiczny częściowo przykryty przez lessy, z kolei południe i południowy zachód zdominowany jest przez utwory piaszczyste, z unikalnym dla Polski elementem przyrody – Pustynią Błędowską. Najwyższym wzniesieniem jest wapienny ostaniec na Górze Zamkowej w Podzamczu (514,5 m n.p.m.). Najniższe punkty znajdują się w dolinach Żebrówki (306,0 m n.p.m.) i Pilicy (309,0 m n.p.m.) na północnym-wschodzie, Białej Przemszy (307,0 m n.p.m.)

na południowym zachodzie oraz w kamieniołomie dolomitu zlokalizowanym na północ od Jaroszwca, którego dno znajduje się obecnie na wysokości około 260,0 m n.p.m. Deniwelacja terenu wynosi 254,5 m. Poza wcześniej wspomnianymi Białą Przemszą, Pilicą i Żebrówką do głównych cieków odwadniających obszar arkusza należą również Sucha, Dębiesznicza, Tarnówka i Stoki.

Formy denudacyjne. Środkowa, północno-zachodnia oraz południowo-zachodnia część opisywanego terenu to obszar występowania ostańców zbudowanych z wapieni skalistych oksfordu (tabl. I). Ostańce tworzą strome, ostrokrawędziste formy wznoszące się kilka, kilkanaście, niekiedy nawet kilkadziesiąt metrów ponad powierzchnię terenu. Ich wierzchołki stwierdzono na wysokościach znacznie powyżej 400 m n.p.m. (najczęściej powyżej 450 m n.p.m.), a na południe od doliny Białej Przemszy – 390,0–420,0 m n.p.m.

Fragmety wyżyny pagórkowatej zdenuowanej, którą tworzą wychodnie skał oksfordu, zachowały się głównie w północnej oraz południowo-wschodniej części terenu arkusza (tabl. I). Tworzą ją płaskie, rozległe, kopulaste wzgórza o wysokościach od 410,0 do 450,0 m n.p.m. w części północno-zachodniej i od 370,0 do 410,0 m n.p.m. w części południowo-wschodniej. Według Różyckiego (1960) duża część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej nie nosi śladów mutonizacji, ponieważ była ona obszarem niezlodowaconym i tworzyła „Jurajską Oazę Śródlądową”. Do koncepcji istnienia „nunataka wklęsłego” w trakcie zlodowacenia Sanu przychyła się również Lewandowski (2011). W rejonie kuesty górnojurajskiej (środkowa część obszaru arkusza) oraz u podnóży ostańców jurajskich materiał dostarczany z wyżyny uformował rozległe równiny denudacyjne. Są to fragmenty wysokiej powierzchni wodnolodowcowej, będącej śladem zasypania dolin Pilicy i Białej Przemszy w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich, które zostały odmłodzone podczas młodszych zlodowaceń. Wysokości tych powierzchni wahają się w przedziale 370,0–410,0 m n.p.m. w dolinie Pilicy oraz 320,0–360,0 m n.p.m. na południu w dolinie Białej Przemszy. W północnej i północno-wschodniej części obszaru arkusza (w rejonie garbu lessowego) dominują stosunkowo płytkie, bardzo często suche dolinki denudacyjne. W części z nich można zaobserwować asymetrię zboczy wynikającą z tektoniki tego obszaru. Na pozostałym obszarze sieć dolinek denudacyjnych jest znacznie gorzej rozwinięta, przy czym w części południowo-zachodniej nie stwierdzono tego typu form.

Formy krasowe. Najczęstszym przejawem intensywnych procesów krasowienia są liczne jaskinie krasowe (tabl. I), których do tej pory na badanym obszarze zinwentaryzowano około 280. Do najbardziej znanych należą Jaskinia na Biśniku, Jaskinia w Zameczysku, Jaskinia Jasna w Strzegowej oraz jaskinie zlokalizowane w rejonie Kluczy: Jaskinia Mąciwody, Jaskinia Błotna

czy Jaskinia Zegar. Największe z wymienionych jaskiń mają korytarze, które osiągają ponad 200 m długości.

Formy eoliczne. Północno-wschodnia i środkowo-wschodnia część obszaru arkusza zdominowana jest przez pokrywy pyłowe o charakterze lessów (tabl. I). Między dolinami Pilicy i Tarnówki lessy tworzą wyraźny garb o przebiegu NW–SE, który kontynuuje się na wschód w kierunku Niecki Nidziańskiej. W obrębie garbu lessy znajdują się na wysokości powyżej 400 m n.p.m. Maksymalną miąższość, miejscami przekraczającą 10 m, osiągają w rejonie Kąpieli Wielkich i Wierbki. Na północ od doliny Pilicy miąższość lessów sukcesywnie maleje, aż do całkowitego ich zaniku tuż za północnymi granicami obszaru arkusza. Od zachodu naturalną barierą dla depozycji lessów były ostańce wapieni skalistych oksfordu. Pokrywy lessowe i pyłowe tworzą ciągłą warstwę. Przeważnie osiągają miąższość kilku metrów, która maleje w rejonie skarp dolinek erozyjnych, gdzie często spod lessów ukazują się skały podłoża. Garb lessowy porozcinany jest gęstą siecią dolinek cieków okresowych, wypełnionych piaszczysto-pyłowymi deluwiami.

W południowej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza Ogrodzieniec stwierdzono piaski eoliczne tworzące równiny piasków przewianych lub wydmy. Rozległe pola piasków pochodzenia eolicznego występują wzdłuż doliny Białej Przemszy (tabl. I). Największą miąższość osady te osiągają na zachód od Kluczy w rejonie Pustyni Błędowskiej. Na tym obszarze wydmy stanowią mniej lub bardziej wyraźne formy, a ich największe nagromadzenie występuje na południe od Ogrodzieńca.

Formy rzeczne. Najmłodszymi rzecznyymi formami rzeźby terenu na badanym obszarze są dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne zalewowe 0,0–2,0 m n.p. rzeki, których obecność stwierdzono w dolinach Pilicy i Białej Przemszy. Miejscami, w dolinach rzecznych: Żebrówki na północnym wschodzie oraz Centary i Białej Przemszy na południu, rozwinięte są tarasy akumulacyjne nadzalewowe 2,0–5,0 m n.p. rzeki i zachowane szczytkowo tarasy akumulacyjne nadzalewowe 6,0–10,0 m n.p. rzeki (tabl. I).

Formy utworzone przez roślinność. Depozycja osadów pochodzenia roślinnego, tj. torfów i namulów torfiastych zachodziła jedynie w południowej części obszaru arkusza (tabl. I). W peryferyjnych strefach dolin Tarnówki i Białej Przemszy w rejonie Wolbromia można zaobserwować silnie zdegradowane i przesuszone w wyniku rozcięcia licznymi kanałami równiny torfowe.

Formy antropogeniczne. Stosunkowo niewielki udział pośród wyróżnionych na badanym obszarze form rzeźby terenu mają formy antropogeniczne (tabl. I). Wymienić tu należy przede wszystkim kanały, które odwadniają doliny Białej Przemszy, Suchej, Żebrówki i Pilicy. W dolinie Pilicy oraz na północ od Kluczy występują sztuczne zbiorniki wodne o dużej powierzchni, które na szkicu

geomorfologicznym oznaczono jako dna stawów. Liczne nasypy, hałdy i osadniki, a także nieuwzględnione na szkicu geomorfologicznym wkopy drogowe i kolejowe mają niewielki wpływ na ukształtowanie powierzchni terenu lub wpływ ten ma lokalny charakter. W okolicy Wolbromia na przykład na ukształtowanie powierzchni terenu wpływ miało utworzenie zalewu Wolbromskiego w górnym biegu Centary oraz rozległych nasypów w rejonie Kluczy i Jaroszowca. Między Bzowem i Ogrodzieńcem oraz na północ od Jaroszowca zlokalizowane są największe na obszarze arkusza kamieniołomy, które wyraźniej zaznaczają się w morfologii terenu, aniżeli zlokalizowane na południe od Ogrodzieńca i na północ od Kluczy piaskownie. W rejonie Kolonii Strzegowa znajdują się pozostałości dwóch grodzisk.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Na obszarze arkusza Ogrodzieniec, oprócz dominujących osadów czwartorzędowych, na powierzchni występują utwory triasu, jury i kredy. W profilach archiwalnych wierceń stwierdzono ponadto obecność skał proterozoiku, kambru, dewonu, karbonu i permu.

1. Proterozoik

a. Neoproterozoik

Ediakar

Metamułowce, metapiaskowce, łupki i ilowce najczęściej występują bezpośrednio pod skałami dewonu (otw. 23), permu (otw. 18) lub triasu dolnego (otw.: 1, 2, 12, 14, 15, 16, 17, 19). Miejscami utwory te nie uległy procesom metasomatozy, wówczas występują jako niezmetamorfizowane mułowce, piaskowce lub łupki. Pozycja stratygraficzna, głębokość stropu i miąższość opisywanych utworów są bardzo zróżnicowane. Pierwotnie część z nich (zwłaszcza łupki mułowcowo-piaszczyste i ilasto-piaszczyste) zaliczana była do syluru i ordowiku (Bukowy, Ślósarz, 1975), ale Buła i Żaba (2005) wiek utworów zlokalizowanych na północ od strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, które nie zawierają akritarchów, określili jako późnoproterozoiczny (ediakarski). Skały ediakaru stwierdzono w otworach wiertniczych przeważnie na głębokości 300,0–400,0 m. Wyjątek stanowi otwór 23, w którym utwory te zostały nawiercone na głębokości 1265,0 m.

2. Kambry

Piaskowce i mułowce kambry zostały nawiercone w otworach 28 i 36 w rejonie między Kluczami i Kwaśniowem Dolnym. W otworze 28 zalegają bezpośrednio pod utworami triasu na głębokości 251,6 m, natomiast w otworze 36 znajdują się pod miąższym kompleksem skał dewonu, na głębokości 1679,0 m. Wykształcone są jako ciemnoszare i brunatne piaskowce przeławiczone czarnymi mułowcami.

3. Dewon

a. Dewon dolny

W otworze 36 zlokalizowanym w miejscowości Klucze, na głębokości 1523,5 m nawiercono strop 155,5-metrowego kompleksu piaskowców, mułowców i łupków ilastych. Stwierdzone piaskowce charakteryzują się białą i białoszarą barwą, są drobno-, rzadziej średnioziarniste, cienko- i średnioławicowe o spoiwie krzemionkowym. Mułowce mają barwę czerwoną, psstrą do szarzielonej, a łupki ilaste są szare i mogą zawierać szczątki roślin. Utwory te wzajemnie się przeławicają – wśród piaskowców obecne są przewarstwienia mułowców i łupków, a w mułowcach występują cienkie przeławiczenia piaszczyste i ilaste. We wszystkich litotypach obecne są, w mniejszym lub większym nagromadzeniu, blaszki muskowitu i ziarna kwarcu. Ze względu na pozycję stratygraficzną omawianego wydzielenia – nad utworami kambry i pod dolomitami dewonu środkowego – jego wiek określono na dewon dolny. Opisywane skały zapadają pod kątem 40–45° (Alexandrowicz, 1970).

b. Dewon środkowy

Żywet

Dolomity i wapienie dewonu środkowego zostały stwierdzone głównie w profilach otworów wiertniczych i osiągają miąższość od kilkuset metrów w otworach: 8, 22, 23, 31 i 39 do blisko dziewięciuset metrów w otworze 36. Można je również obserwować w dolnej części kamieniołomu Stare Gliny koło Jaroszowca. Powierzchnia stropowa utworów dewonu środkowego ma charakter erozyjny. Są to zwięzłe, drobnokrystaliczne, silnie bitumiczne, ciemnoszare dolomity o ławicach miąższości około 0,5 m, zapadające pod kątem 20°/SW (Lis, Wójcik, 1960). Głównym budulcem tych skał były organizmy z rodzaju *Amphipora ramosa*, koralowce oraz fragmenty łodyg liliowców. W obrębie skał dewońskich w zachodniej części kamieniołomu Stare Gliny wspomniani wyżej autorzy opisali jaskinię wypełnioną brekcją dolomitów triasu środkowego. Z otworów w rejonie Jaroszowca opisywane były również utwory dewonu środkowego wykształcone jako szare wapienie

z przeławieniami wapieni marglistych oraz margli. Oznaczenia konodontów pozwoliły określić wiek tych skał na żywet górny, a fakt że stwierdzano je zarówno nad, jak i pod utworami famenu, może sugerować ich zafałdowanie (Chorowska, 1969).

c. Dewon górny

Fran + famen

Dolomity, wapienie i margle. W głębokich otworach zlokalizowanych w południowej części obszaru arkusza (otw. 23, 31, 36, 39) stwierdzono obecność szarych wapieni i dolomitów, a także utworów marglistych i marglisto-ilastych o zmiennej miąższości. W otworze 31 skały tego wydzielenia osiągają miąższość 116,6 m, w otworze 36 – 431,4 m, a w otworze 39 – 758,9 m i występują na głębokościach 112,0–870,9 m.

Narkiewicz (1978a) wskazał sześć litotypów wapieni dewonu górnego występujących na badanym obszarze. Wśród nich stwierdził obecność: wapieni gruzłowych, cienkoławicowych wapieni z wkładkami łupków marglistych, wapieni detrytycznych, kalcyrudytów, wapieni laminowanych, a także margli i łupków ilastych. Wiek opisywanych utworów na podstawie analizy fauny konodontowej określono na fran i famen (Narkiewicz, 1978a).

4. Karbon

a. Karbon dolny

Wizen

Mułowce, iłowce, łupki ilasto-piaszczyste, piaskowce, zlepieńce i wapienie karbonu dolnego zostały stwierdzone jedynie w kilku otworach zlokalizowanych w południowo-wschodniej części opisywanego obszaru (otw. 23, 25, 29, 30, 40). Najpłycej jego strop nawiercono w otworze 29 (głębokość 174,8 m), najgłębiej zaś w otworze 23 (głębokość 452,0 m). W otworze 23 osiągnięto również spąg tego wydzielenia (głębokość 728,0 m), co pozwoliło oszacować miąższość karbonu dolnego na 276,0 m. W otworze 40 karbon dolny reprezentowany jest przez utwory detrytyczne barwy szarej, głównie mułowce i łupki ilasto-piaszczyste, a także piaskowce i zlepieńce.

Majewski (1972) na podstawie badań prowadzonych w rejonie Jaroszowca podzielił utwory karbonu dolnego na trzy sekwencje osadowe. W dolnej części profilu dominującym litotypem są szare mułowce z muskowitem i detrytusem roślinnym. W ich obrębie w postaci przeławień lub soczew stwierdzono iłowce, a w stropowej części również piaskowce. W części środkowej iłowce

przeważają nad mułowcami, natomiast w najwyższej części ponownie wzrasta udział mułowców, stopniowo jednak zmienia się zabarwienie osadów na czerwone, różowe i zielone.

Część utworów karbonu dolnego na omawianym obszarze, została wykształcona w facji węglanowej, przyrafowej. Są to cienkopłytowe, ciemne i czarne wapienie pelityczne (Bojkowski, Bukowy, 1966). Oznaczenia fauny morskiej wskazały na wizeński wiek opisywanego wydzielenia (Bojkowski, Bukowy, 1966).

5. Karbon górny–perm dolny

Granitoidy, porfiry i diabazy obserwowano w profilach kilku otworów wiertniczych w rejonie Kocikowej (otw.: 14, 15, 16), zwykle na głębokości powyżej 600 m. Szarozielone i średniokrystaliczne diabazy stwierdzono na głębokości około 419 m w otworze wiertniczym o nazwie WB-86 zlokalizowanym w rejonie Strzegowej (Muszyński, Natkaniec-Nowak, 1989; Buła, Habryn, 2008; Nawrocki i in., 2010; Markowiak, 2015). Opisywane utwory to skały o charakterze szarych granitoidów i różowych metasomatytów występujące w dolnej części kompleksu, którego wiek określono na ediakar (Buła, Habryn, 2008). Nawrocki i inni (2010) datowali diabazy z otworu WB-86 metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, uzyskując wiek badanych skał w przedziale 278,0–310,0 Ma – karbon górny–perm dolny.

6. Perm

a. Perm dolny

Czerwony spągowiec

Zlepieńce, piaskowce i iłowce permu na omawianym obszarze znane są jedynie z kilku otworów wiertniczych w rejonie Kluczy i Jaroszewca (otw.: 23, 32, 33, 34 i 36), w których osiągają miąższość do 20 m. W otworze 18 miąższość tych skał została zredukowana do zaledwie 0,3 m. W ich spągowej części dominują szare zlepieńce, wyżej pojawiają się piaskowce i czerwone iłowce. Wiek tych utworów to perm dolny – czerwony spągowiec.

7. Trias

Spośród utworów triasu stwierdzonych na obszarze arkusza Ogrodzieniec na powierzchni można obserwować jedynie wychodnie kajpru. W kamieniołomie w Starych Glinach widoczny jest także fragment profilu wapienia muszlowego. Kompletny profil triasu od pstrego piaskowca dolnego do kajpru znany jest jedynie z profili licznych wierceń, zwłaszcza z południowo-zachodniej części terenu badań.

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny + środkowy

Piaskowce, zlepieńce, iłowce i mułowce (warstwy świerklanieckie) zostały stwierdzone w profilach kilku otworów wiertniczych, głównie w południowo-zachodniej części obszaru badań (otw.: 21, 25, 28, 32, 33 i 35). Warstwy świerklanieckie charakteryzują się czerwonym i pstrym zabarwieniem. Są to utwory lądowe o izolowanym, mocno ograniczonym zasięgu. Maksymalną miąższość (23,0 m) warstwy świerklanieckie osiągają w otworze 21 (nie nawiercono w nim spągu wydzielenia), gdzie dolną część profilu tworzą piaskowce szare, żółtawe, drobnoziarniste, przechodzące ku górze w zapiaszczone iłowce. Wiek tych utworów to pstry piaskowiec dolny i środkowy.

Pstry piaskowiec górny (ret)

Skały pstrego piaskowca górnego reprezentowane są na badanym obszarze przez margle dolomityczne, dolomity i wapienie formacji lędzińskiej. Utwory tej formacji odnotowano w większości otworów przewiercających trias. Dolomity charakteryzują się barwą od jasno- do ciemnoszarej, niekiedy żółto-brunatną, są ziarniste, miękkie, kruche, porowate, margliste, ze szczątkami małży (Wielgomas, Deczkowski, 1961). W spągowej części opisywanego wydzielenia przeważają margle dolomityczne oraz wapienie margliste. Utwory retu zalegają często bezpośrednio na skałach paleozoiku, niekiedy nawet starszych (otw.: 14, 15, 16, 17, 20). Miąższość formacji lędzińskiej na opisywanym terenie sięga maksymalnie 40 m.

b. Trias środkowy

Wapień muszlowy

Wapienie i margle warstw gogolińskich na obszarze arkusza Ogrodzieniec rozpoczynają kompletny profil utworów triasu środkowego. Obecność warstw gogolińskich udokumentowano w prawie wszystkich otworach wiertniczych sięgających do triasu dolnego. W spągowej części utworów tego wydzielenia reprezentowane są przez wapienie krynoidowe, komórkowe, faliste i margliste o żółtych barwach. W części stropowej dominują wapienie krystaliczne, pelityczne oraz organogeniczne. Miąższość warstw gogolińskich jest w miarę stała i wynosi około 30 m.

Kompleks dolomitów epigenetycznych zalegających między warstwami gogolińskimi a dolomitami diploporowymi przyjęło się określać mianem dolomitów kruszczośnych (warstw olkuskich). Okruszcowanie siarczkami cynku i ołowiu w obrębie warstw olkuskich

może dotyczyć zarówno całości, jak i części profilu. Wysoki, sprzyjający eksploatacji, stopień okruszczenia stwierdzono w rejonie Kluczy. W południowo-zachodniej części badanego terenu okruszczenie może obejmować cały profil warstw olkuskich, a miejscami sięgać stropu niżejleżących warstw gogolińskich. W kierunku północnym stopień okruszczenia maleje, a dolomity ustępują miejsca wapieniom. Wapienie warstw olkuskich charakteryzują się jasnoszarą i żółtawą barwą, są krystaliczne lub pelityczne i stanowią odpowiednik warstw karchowickich, terebratulowych i górażdzańskich regionu opolskiego. Podobnie jak warstwy gogolińskie, warstwy olkuskie mają relatywnie stałą miąższość wynoszącą 30,0–45,0 m.

Dolomity (dolomity diploporowe) zgodnie zalegają na warstwach olkuskich (Wielgomas, Deczkowski, 1961). Są to dolomity ziarniste, czasem pelityczne, mają barwę od żółtej do jasnoszarej, bywają silnie porowate. W spągu dolomitów diploporowych może pojawiać się okruszczenie siarczkami cynku i ołowiu. W przeciwieństwie do warstw gogolińskich i olkuskich miąższość dolomitów diploporowych na terenie arkusza Ogrodzieniec jest zmienna. Maksymalnie może dochodzić do 30 m, w części środkowej i północnej obszaru arkusza jest często zredukowana do kilku metrów (otw.: 17, 18, 28, 37 i 38), a w profilach niektórych otworów dolomity diploporowe całkiem zanikają (otw. 22 i 25). Dolomity diploporowe nie odsłaniają się na powierzchni, jednak fragment ich profilu można obserwować w ścianach kamieniołomu Stare Gliny.

c. Trias górny

Kajper

Iłowce i mułowce z przeławiczeniami piaskowców i zlepieńców, lokalnie z wkładkami brekcji węglanowych triasu górnego (kajpru) to najstarsze utwory odsłaniające się na powierzchni badanego obszaru. Można je obserwować w postaci pojedynczych, niewielkich wychodni między Kwaśniowem a Rodakami, występują również w dnie wyrobiska w Kluczach (obecnie wyrobisko jest zalane). Miąższość tego wydzielenia jest bardzo zmienna. Maksymalnie osiąga ono 105,2 m miąższości, choć są też otwory, w których utworów kajpru nie stwierdzono wcale (np. otw. 40). Dokładna przynależność wiekowa oraz litostratygraficzna tych osadów nie jest rozstrzygnięta. Ich duża miąższość może wskazywać, że utwory te należą do więcej niż jednej formacji, a profil górnego triasu sięga co najmniej do środkowego kajpru. Z całą pewnością są tu obecne utwory formacji grabowskiej (kajper górny–retyk), którą stwierdzono na podstawie występowania w profilach kilku otworów wiertniczych tzw. brekcji lisowskiej. W profilu pstrych osadów na południe od Kluczy (poza granicami arkusza) Bilan (1976) stwierdził obecność odpowiedników piaskowca trzcinowego oraz tzw. kajpru gipsowego górnego (seria gipsowa górna)

charakterystycznych dla formacji bolesławskiej. Pomimo zbliżonej litologii utworów triasu górnego, bez szczegółowych badań trudno jednoznacznie potwierdzić obecność formacji bolesławskiej na badanym obszarze.

8. Jura

Na obszarze arkusza Ogrodzieniec występują utwory jury dolnej, środkowej i górnej. Najbardziej zróżnicowany jest profil jury górnej, której wychodnie tworzą większość wzniesień i dominują na obszarze arkusza.

a. Jura dolna

Pliensbach–toark?

Iłowce, mułowce, żwiry, piaski, kwarcyty i zlepieńce kwarcytowe (warstwy blanowickie?) odsłaniają się na północny zachód od wsi Rodaki, na północny wschód od szczytów Góry Chełmskiej i Piątkowej Góry oraz na południe od strefy przemysłowej (dawnej fabryki cementu „Wiek”) w Ogrodzieńcu, na granicy z arkuszem Zawiercie. Utwory jury dolnej na omawianym obszarze cechuje duża zmienność litologiczna. W rejonie Rodaków na powierzchni występują głównie żwiry z wkładką ilów szarych i domieszką piasków. W składzie żwirów występują nieregularne okruchy jasnoszarych kwarcytów oraz okruchy zlepieńców złożonych z białych, jasnoszarych, różowych, dobrze obtoczonych kwarców, spojonych lepiszczem krzemionkowym. W trakcie prac prowadzonych w ramach aktualizacji autor stwierdził na południowych stokach Góry Żar (na północ od Piątkowej Góry) występowanie głazików kwarcytowych o średnicy do kilkunastu centymetrów z wyraźnymi kryształami kwarcu wielkości kilku milimetrów. Ich wiek i geneza nie są znane, ale Rutkowski (1923) opisywał tego typu utwory jako towarzyszące liasowym osadom z węglem brunatnym (warstwy blanowickie). Podobne kwarcyty były również opisywane przez Znoskę (1953) w rejonie Niegowonic, kilka kilometrów na zachód od wzmiankowanego terenu.

Pozycja stratygraficzna opisanych żwirów oraz ich wiek były przedmiotem wielu badań. Osady tego typu opisywane były najczęściej jako żwiry połomskie, a ich wiek oznaczano jako hetang górny (Znosko, 1955), hetang i synemur dolny (Mossoczy, 1961; Jurkiewiczowa, 1967; Dadlez 1964, 1969, 1972, 1973), pliensbach górny (Znosko, 1959), a nawet toark górny (Jakubowski, 1977). Jakubowski (1977) na obszarze między Zawierciem a Lublińcem stwierdził występowanie gruboziarnistych osadów w trzech pozycjach w profilu triasu górnego i jury dolnej: w warstwach gorzowskich (retyk), w warstwach podwęglowych (pliensbach) i w formacji połomskiej (toark górny). Na podstawie składu

petrograficznego osady gruboziarniste występujące na południe od Zawiercia uznał za odpowiednik warstw podwęglowych (Jakubowski, 1977). Również autorzy pierwotnego opracowania arkusza Ogrodzieniec z warstwami podwęglowymi rejonu Maciejowa i Praszki (Mossoczy, 1961) paralelizowali występujące w rejonie Rodaków żwiry z wkładkami iłów i domieszką piasków (Kaziuk i in., 1978). Podobne żwiry w rejonie Myszkowa (na północny zachód od badanego obszaru) Heliasz i inni (2015) uznali za utwory synemuru. Wydaje się, że jest to efekt zalegania żwirów często bezpośrednio na pstrych osadach górnego triasu (np. północne stoki Góry Chełmskiej na północny zachód od Rodaków). Na południowych stokach przeciwległego wzgórza (Góra Żar), ponad serią żwirów kwarcowych i zlepieńców oraz popielato-kremowych iłów, występuje kilkumetrowa seria iłów ogniotrwałych, ku górze piaszczystych, przykrytych drobnymi żwirami kwarcowymi barwy białej i różowej.

Autor aktualizacji przychyła się do koncepcji Pieńkowskiego (1988, 2004), który na obszarze krakowsko-wieluńskim sugerował występowanie luki stratygraficznej w hetangu i synemurze, albo intensywną erozję na przełomie synemuru i pliensbachu. Pierwsze pojawienie się osadów piaszczysto-żwirowych Pieńkowski (1988, 2004) wiązał z sedymentacją warstw blanowickich w pliensbachu. W takim ujęciu warstwy blanowickie należy odnosić zarówno do warstw podwęglowych, jak i węglowych i traktować jako osady rzek roztokowych i meandrujących z lokalnymi lub okresowymi przejściami do depozycji typu bagienny-limnicznego (depozycja iłów i mułów). Podczas prac terenowych realizowanych na potrzeby reambulacji arkusza Zawiercie (912), w rejonie dawnej cementowni Wiek, zlokalizowanej na zachód od kamieniołomu w Ogrodzieńcu, stwierdzono występowanie jasnoszarych mułowców i iłowców, a także osadów gliniastych, które również mogą świadczyć o sedymentacji w środowisku limniczno-bagiennym (Piotrowski i in., 2021).

Utwory jury dolnej zostały rozpoznane w profilach kilku wierceń w północno-zachodniej części obszaru arkusza (otw.: 3, 6, 9, 10, 11 i 12) na głębokości od 19,0 do 137,8 m. Największą miąższość jury dolnej (15,3 m) stwierdzono w otworze 6, ale nie osiągnięto spągu wydzielenia. Autor aktualizacji przyjął za Kaziuk i innymi (1978), że utwory jury dolnej na badanym obszarze mogą osiągać miąższość do 26 m. W kierunku zachodnim, na obszarze arkusza Zawiercie, utwory jury dolnej mają znacznie większą miąższość, przy czym bez badań palinologicznych nie sposób stwierdzić, czy jest to silnie rozbudowany profil warstw blanowickich, czy większa miąższość wynika z obecności warstw helenowskich i połomskich (Piotrowski i in., 2021). Bez szczegółowych badań nie można także wykluczyć koncepcji Jakubowskiego (1977), według której opisywane utwory powstały w toarku górnym.

b. Jura środkowa

Utwory jury środkowej na badanym obszarze rozpoznano zarówno w odsłonięciach, jak i w profilach otworów wiertniczych. Charakteryzują się dużą zmiennością zarówno pionową (brak niektórych ogniów w części profili otworów), jak i lateralną.

Bajos

Bajos dolny

Występowanie na obszarze arkusza Ogrodzieniec piasków i piaskowców żelazistych (warstwy kościeliskie?) budzi pewne wątpliwości. Różycki (1953) w jednym z szurfów u podnóży Góry Żar (na północny zachód od Rodaków) stwierdził występowanie, przypominających piaskowce kościeliskie, żółtych i różowych piasków kwarcowych o miąższości poniżej 1 m. Wiek tych utworów nie został określony, jednak zaobserwowano, że bezpośrednio nad nimi zalegają zlepieńce żelaziste bajosu górnego. W rejonie Ogrodzieńca ten sam autor obserwował „piaski i piaskowce żelaziste typu piaskowców kościeliskich” osiagające miąższość około 8 m, które opisał jako piaski kwarcowe, średnioziarniste, żelaziste o żółtych i czerwonych barwach, okazjonalnie z wkładkami ciemnobrunatnych piaskowców (Różycki, 1953). Tutaj również w stropowej części pojawiają się zlepieńce z otoczkami kwarcu o średnicy około 1 cm, rzadko większe. Badania prowadzone w rejonie Niegowonic (miejscowość położona na zachód od obszaru arkusza Ogrodzieniec) pozwoliły na określenie wieku tych zlepieńców na bajos górny (Różycki, 1953). Na podstawie oznaczeń wieku utworów znajdujących się bezpośrednio nad piaskami i piaskowcami żelazistymi opisywanego wydzielenia można domniemywać, że powstały one w bajosie dolnym. Jednak bez dokładnych badań stratygraficznych nie można wykluczyć, że stanowią one najbardziej spągową część profilu formacji częstochowskich iłów rudonośnych.

Bajos–baton

Bajos górny–baton

Wychodnie iłów, piasków, piaskowców i zlepieńców żelazistych formacji częstochowskich iłów rudonośnych (tzw. jury brunatnej) stwierdzono w zachodniej części obszaru arkusza. Na północny zachód od Rodaków, u podnóży gór Chełm, Żar i Piątkowej Góry obserwować można zlepieńce stanowiące spągową część formacji częstochowskich iłów rudonośnych (Kopik, 1998). Osady te zostały dobrze udokumentowane w rejonie wsi Hutki-Kanki i Niegowonice zlokalizowanych na zachód od omawianego terenu. W Hutkach-Kankach, na zachodnich zboczach góry Chełm, tworzą je słabo scementowane, drobne żwirki kwarcowe przechodzące

ku górze w grube ławice szarych i czerwonych zlepieńców kwarcowych z niewielką domieszką otoczków żółtych dolomitów. Spoiwo zlepieńców jest szarozółte i silnie margliste (Różycki, 1953). W rejonie Niegowonic Znosko (1953) opisał żółtobrunatne, kwarcowe zlepieńce o okruchach wielkości 0,1–2,0 cm i spoiwie żelazisto-wapiennym. Zlepieńce są bogate w skamieniałości belemnitów, ślimaków, małży i ramienionogów. Na podstawie oznaczeń fauny (Rehbinder, 1912) można stwierdzić, że w ich obrębie przebiega granica bajosu górnego i batonu dolnego. Na południowych stokach Góry Żar utwory te tworzą wyraźny próg morfologiczny. Miąższość żwirów może sięgać nawet do 10 m.

Wyższą i zasadniczą część profilu formacji iłów rudonośnych stanowią ciemnoszare, szarobrunatne, a nawet czarne ily, warstwowane poziomo, wykazujące oddzielność łupkową lub kostkową. W ich obrębie mogą pojawiać się przeławiczenia osadami piaszczystymi lub zapiaszczonymi iłami. Rozległe wychodnie iłów rudonośnych można obserwować między Ogrodzieńcem i Bzowem, na zachód od kamieniołomu w Ogrodzieńcu. Na powierzchni występują one również na północny zachód od Rodaków, gdzie charakteryzują się znacznie zredukowaną miąższością. Ich obecność została potwierdzona licznymi otworami głównie w północno-zachodniej i środkowej części obszaru arkusza. W Ogrodzieńcu profil jury brunatnej rozpoczynają piaski i piaskowce żelaziste o miąższości 8,0 m, które przypuszczalnie stanowią piaszczysty odpowiednik zlepieńców tworzących spągową część profilu formacji iłów rudonośnych. Nie można jednak wykluczyć, że są to piaskowce warstw kościeliskich bajosu dolnego. Powyżej tych piasków i piaskowców zalega kompleks ciemnoszarych i czarnych iłów (Różycki, 1953). W ich dolnej części pojawiają się zanikające ku górze przeławiczenia osadami piaszczystymi i marglistymi. Próbki iłów pobrane z kamieniołomu w Ogrodzieńcu wydатовano na późny baton (Barski i in., 2004).

W kierunku południowym utwory ilaste stopniowo zanikają. Na obszarze arkusza stwierdzono je jeszcze w otworach wiertniczych w rejonie Hutek-Kanek, Rodaków, Bydłina, tj. w strefie dyslokacji Brudzowice–Kolbark, gdzie charakteryzują się silnie zredukowaną miąższością i występują w postaci cienkich warstw o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Na południe od strefy dyslokacji Brudzowice–Kolbark osady ilaste zanikają całkowicie.

W rejonie Kluczy i w Kolbarku, powyżej pstrych osadów kajpru, stwierdzono cienkie (15,0–30,0 cm) warstewki piaskowca ooidowego o spoiwie żelazisto-wapiennym lub żelazistym, zawierającego liczne skamieniałości amonitów z gatunku *Oppelia fusca* (Quenstedt) (Małecki, 1952), a w okolicach Chechła także belemnitów. W rejonie Kwaśniowa występują piaskowce ooidowe, a nawet zlepieńcowate o spoiwie ilasto-żelazistym, z ziarnami kwarcu o średnicy do 1 cm oraz zlepieńce żelaziste. Miąższość formacji częstochowskich iłów rudonośnych w części północno-zachodniej

może sięgać nawet 40 m. Na pozostałym obszarze ich miąższość jest zredukowana do kilku metrów, a nawet kilkudziesięciu centymetrów.

Cały opisywany kompleks zawiera warstwy bogate w sferosyderyty o miąższości około 0,5 m. Obecne w osadach jury środkowej rudy żelaza były intensywnie eksploatowane w pasie rozciągającym się od okolic Zawiercia do rejonów Wielunia. Świadectwem tej działalności są liczne wyrobiska oraz hałdy odpadów poeksploatacyjnych i przeróbczych, które do dziś zaznaczają się w morfologii terenu.

c. Jura środkowa–górna

Pod koniec jury środkowej (w keloweju) na omawianym obszarze wyodrębniły się dwa regiony facjalne. Dychotomia sedymentacji zaznaczała się głównie poprzez dominację znacznie rozbudowanych litotypów marglistych w części południowej, kosztem wapieni w części północnej. Wspomniane różnice można obserwować w zapisie skalnym do dolnego oksfordu.

Kelowej–oksford

Kelowej–oksford dolny

Margle glaukonitowe i wapień piaszczyste występują w północnej części terenu arkusza. W okolicach Ogrodzieńca osiągają miąższość około 4,0–4,5 m. Różycki (1953) opisywał profil z dolnej części kamieniołomu znajdującego się między Bzowem i Ogrodzieńcem, w którym dominują szarozielonkawe margle glaukonitowe, miejscami margle płytowe, z nielicznymi oolitami i konkrecjami fosforytowymi. Utwory te zawierają przeławicenia żółtobrunatnych wapieni piaszczystych z ooidami żelazistymi. W stropowej części profilu można obserwować liczne bioturbacje osadu. W rejonie wschodniej skarpy kamieniołomu występuje obecnie kilka płytkich wkopów, w obrębie których można obserwować zielonkawe margle i wapień glaukonitowe zawierające liczną i zróżnicowaną faunę. Miejscami występuje bardzo duże nagromadzenie belemnitów, małży, ramienionogów, amonitów (z rodzajów: *Kosmoceras*, *Peltoceras*, a w najwyższych częściach profilu także *Quenstedtoceras*), podrzędnie występują również liliowce i ślimaki. Oznaczenia wieku wykonane przez Barskiego i innych (2004) pozwoliły określić wiek tych utworów na kelowej–oksford dolny. Ich największą miąższość (8,7 m) stwierdzono w otworze 21.

Kilka kilometrów na północny zachód od wspomnianego wyżej kamieniołomu, w rejonie Zawiercia i Kromołowa, kelowej wykształcony jest zupełnie inaczej. Są to wapień piaszczyste bardzo bogate w ooidy żelaziste, a stropową część profilu stanowi warstwa bulasta i stromatolity (Dembicz, Praszkie, 2003).

Wychodnie margli i wapieni marglistych występują w pasie Kwaśniów Górny–Ryczówek–Rodaki oraz w rejonie Kolbarka. W profilu dominują głównie szare, żółtawe i zielonkawe margle ilaste, miejscami zawierające glaukonit, a lokalnie nagromadzenia konkrecji fosforytowych i fosforytowo-wapiennych. Mniejszy udział mają zwięzłe wapienie margliste (rzadziej piaszczyste), szarozółte, uławiczone płytowo, przewarstwione cienkimi wkładkami szarych margli. W rejonie południowym miąższość kompleksu marglistego wzrasta do kilku metrów, niekiedy sięga kilkunastu, a miejscami nawet trzydziestu metrów.

W całym profilu omawianego wydzielenia można obserwować skamieniałości amonitów, belemnitów oraz ramienionogów (ramienionogi stwierdza się głównie w dolnej części profilu omawianych utworów). Dolny fragment profilu reprezentowany jest przez skały keloweju (Różycki, 1953). Różycki (1953) w rejonie Góry Żar stwierdził obecność: *Terebratula* cf. *dorsoplicata*, *Belemnites* sp., *Perisphinctes* sp., *Hecticoceras* sp., *Kosmoceras* sp., a w okolicy Rodaków: *Macrocephalites rotundus* (Quenstedt), *Macrocephalites compressus* (Quenstedt), *Belemnites canaliculatus* (Schlotheim). Górna część profilu sięga do oksfordu dolnego, a granica keloweju i oksfordu przebiega około 1,5 m poniżej warstwy wapieni bulastych o różowoczerwonym zabarwieniu. Warstwa wapieni bulastych składa się z buł zbitych wapieni ziarnistych, grudkowych, ze znacznym nagromadzeniem bioklastów. Buły wielkości od kilku do kilkunastu centymetrów tkwią w zielonkawej ilasto-marglistej skale. W górnych fragmentach profilu stwierdzono obecność licznych gatunków amonitów z rodzaju *Quenstedtoceras*, w tym taksony dolnooksfordzkiego poziomu *mariae* np.: *Quenstedtoceras mariae* (d'Orbigny) (Różycki, 1953; Kurcz, 1968). Wyżej stwierdzono amonity poziomu *cordatum* i podpoziomu *tenuicostatum*, m.in. podrodzaje: *Cardioceras* s.s., *Vertebriceras*, *Subvertebriceras* i *Scoticardioceras*. Miejscami utwory margliste wkraczają w obręb podpoziomu *antecedens*, czego dowodzi m.in. występowanie *Perisphinctes antecedens* (Salfeld).

d. Jura górna

Ze względu na dużą zmienność środowiska sedymentacji na relatywnie niewielkim obszarze (tworzenie się budowli węglanowych w kompleksach biohermalnych i depozycja osadów w basenach międzybiohermalnych (Matyja, Ziółkowski, 2014)) powstałe w tym czasie utwory charakteryzują się znaczną obocznością facjalną. Manifestuje się to skomplikowanymi relacjami przestrzennymi między utworami poszczególnych jednostek litostratygraficznych zarówno w profilu pionowym, jak i lateralnie, zmienną miąższością osadów, zazębaniem się utworów różnych facji czy ich wyklिनowywaniem się.

Podział jury górnej oraz opis poszczególnych wydziałów litostratygraficznych sporządzono na podstawie arkusza Ogrodzieniec autorstwa Kaziuk i innych (1978). Autorzy tego opracowania analizowali poszczególne litotypy, choć jak sami pisali, makroskopowe rozróżnienie poszczególnych wydziałów jest bardzo trudne lub wręcz niemożliwe, wykonali także szereg badań litostratygraficznych, które pozwoliły na szczegółowy podział oksfordu (Bednarek i in., 1978; Kaziuk i in., 1978). Ograniczone prace terenowe w ramach realizacji aktualizacji SMGP, dokonywanie obserwacji jedynie w obrębie istniejących wyrobisk i odsłoneń, niemożność wykonania wierceń oraz badań laboratoryjnych, w tym oznaczeń fauny, w połączeniu z trudnością w identyfikacji poszczególnych wydziałów w terenie, spowodowały, że autor aktualizacji postanowił nie wprowadzać zasadniczych zmian w podziale stratygraficznym oksfordu sporządzonym przez Kaziuk i innych (1978) oraz Bednarka i innych (1978).

Oksford

Podział oksfordu na podpiętra, poziomy i podpoziomy biostratygraficzne przyjęto za Bednarek i inni (1978) i przedstawiono w tabeli 1. Miąższość oksfordu na opisywanym obszarze jest zmienna i rośnie z południowego wschodu w kierunku północno-zachodnim (od całkowitego braku do ponad 380 m). Jest to ściśle związane z kierunkiem zapadania warstw na tym terenie. Lokalne wahania miąższości oksfordu wynikają najczęściej z obecności licznych wapieni rafowych, erozyjnego charakteru stropowej powierzchni tego piętra oraz uwarunkowań tektonicznych.

Oksford dolny

Niewielkie wychodnie wapieni (gąbkowo-tuberolitowych) z przeławiczeniami margli (scyfiowych) można obserwować na północ i na południe od Ogrodzieńca. Wykształcone są w postaci cienkoławicowych wapieni i margli, o jasnokremowej barwie. Grubość poszczególnych ławic wapieni i rozdzielających je margli waha się od kilku do około 25 cm. Mogą osiągać miąższość maksymalnie do około 14 m, ale najczęściej mają jedynie 2–3 m. W kierunku południowym przechodzą w margle i wapienie margliste keloweju–oksfodu dolnego, a ich rozdzielenie w terenie nie jest możliwe.

W opisywanym wydziale oznaczono zespół amonitów charakteryzujący poziom *cordatum* (tab. 1). Zespół ten złożony jest m.in. z podrodzajów: *Scarburgiceras* s.s., *Vertebriceras*, *Parawedekindia*, *Peltoceratoides* i *Prososphinctes* (Bednarek i in., 1978).

PODZIAŁ BIOSTRATYGRAFICZNY OKSFORDU (BEDNAREK I IN., 1978, ZMIENIONE)

Bednarek i inni (1978)				Malinowska (1978)		
Piętro	Podpiętro	Poziom	Podpoziom	Podpiętro	Poziom	
Oksford	Oksford górny	<i>Idoceras planula</i>		Oksford górny	<i>Ringateadia pseudocordata</i>	
		<i>Epipeltoceras bimammatum</i>	<i>Epipeltoceras bimammatum</i>		<i>Perisphinctes cautianigrae</i>	
		<i>Euaspidoceras hypselum</i>				
	Oksford środkowy	<i>Perisphinctes bifurcatus</i>		Oksford środkowy	<i>Perisphinctes wartae</i>	
		<i>Gregoryceras transversarium</i>			<i>Amoeboceras alternans</i>	
		<i>Perisphinctes plicatilis</i>	<i>Perisphinctes antecedens</i>		<i>Perisphinctes antecedens</i>	<i>Perisphinctes antecedens</i>
			<i>Cardioceras tenuicostatum</i>		<i>Cardioceras tenuicostatum</i>	<i>Cawtoniceras tenuiserratum</i>
	Oksford dolny	<i>Cardioceras cordatum</i>	<i>Cardioceras cordatum</i>	Oksford dolny	<i>Cardioceras excavatum</i>	
			<i>Cardioceras costicardia</i>			
			<i>Cardioceras bukowski</i>		<i>Cardioceras bukowski</i>	
		<i>Quenstedtioceras mariae</i>			<i>Quenstedtioceras mariae</i>	
					<i>Quenstedtioceras lamberti</i>	
				<i>Quenstedtioceras flexicostatum</i>		

Oksford dolny–środkowy

Wapienie margliste (gąbkowo-tuberolitowe) z przeławiczeniami margli (scyfiowych) pojawiają się zarówno na północy (wchodnie w okolicach Bzowa i Ogrodzieńca), jak i na południu omawianego terenu (wchodnie w pasie od Rodaków do Kolbarka). Profil tych utworów o miąższości około 3 m widoczny jest we wschodniej ścianie kamieniołomu w Ogrodzieńcu. Wapienie są od średnio- do gruboławicowych (ławice do 1 m grubości), a przeławicające je margle osiągają do 30 cm grubości. Utwory te charakteryzują się szarą barwą i zawierają liczne, brązowe krzemienie. Obficie występują w nich gąbki i tuberoidy, nieco rzadziej amonity, belemnity i ramienionogi.

Opisane wyżej utwory obejmuje głównie poziom *plicatilis*, o czym świadczy m.in. występowanie *Perisphinctes antecedens* (Salfeld), a czasem nawet poziom *bifurcatus*, o czym świadczą

znalezione amonity z podrodzaju *Dichotomoceras* (tab. 1) (Bednarek i in., 1978). Opisane wyżej utwory odpowiadają warstwom jasnogórskim rejonu Częstochowy opisywanym przez Różyckiego (1948, 1953).

Oksford środkowy

Wapienie skaliste (wapienie skaliste dolne) stwierdzono na południu obszaru arkusza na wschód od Kluczy, gdzie tworzą sterczące ponad powierzchnię terenu, ostrokrawędziste wierzchołki, oraz między Kwaśniowem, Krzywopłotami i Kolbarkiem. Maksymalnie mogą osiągać 15 m, jednak miąższość tego wydzielenia nie jest jednolita i często wynosi zaledwie kilka metrów. W części południowo-wschodniej obszaru arkusza nie stwierdzono ich wcale. Wapienie skaliste dolne są nieuławiconą odmianą wapieni gąbkowo-tuberolitowych. Są twarde, zbite i zwarte. Zazwyczaj pozbawione są krzemieni i zawierają węglan wapnia w ilości powyżej 99% wagowych. Oznaczono w nich amonity z podrodzaju *Dichotomoceras*, które są przewodnie dla poziomu *bifurcatus* (Bednarek i in., 1978).

Oksford środkowy–górny

W pasie szerokości do 2 km od Rodaków przez Ryczówek i Kwaśniów do Kolbarka, wzdłuż strefy tektonicznej Siewierz–Kolbark stwierdzono występowanie wychodni wapieni detrytycznych (wapieni detrytycznych z Kolbarka). Wapienie te budują również wzniesienie na wschód od Kolbarka, występują w rejonie Cieślina, a ich wychodnie można obserwować także na północ od Chechła.

Jako że środowisko sedymentacji w oksfordzie było silnie zróżnicowane, a tym samym opisywany obszar charakteryzował się zmiennymi warunkami depozycji, to wapienie detrytyczne z Kolbarka mogą występować w różnych relacjach z innymi wydzieleniami. Przeważnie zalegają na wapieniach warstw zawodziańskich lub bezpośrednio na wapieniach gąbkowo-tuberolitowych z przeławiczeniami margli scyfowych. W wielu miejscach obszaru arkusza stwierdzono zazębienie się utworów opisywanego wydzielenia z warstwami zawodziańskimi. W niższej części profilu odmiana grubodetrytyczna wapieni detrytycznych z Kolbarka zazębia się z warstwami zawodziańskimi dolnymi, w wyższej części natomiast odmiana cechująca się oddzielnością płytkową zazębia się z warstwami zawodziańskimi górnymi.

Wapienie detrytyczne z Kolbarka charakteryzują się szarą, beżową barwą i są bardzo zasobne w detrytus organiczny. Występują w nich liliowce, w niektórych warstwach tworzące duże nagromadzenia. Na wschód od Kolbarka obserwowano „piasek węglanowy” wypełniający pustki i kawerony w wapieniach, złożony w zasadzie wyłącznie z bardzo drobnych trochitów. W wapieniach

detrytycznych opisywanego wydzielenia stwierdzono również pokruszone kolce jeżowców i ramionogi. Obecność intraklastów i warstwowania skośnego wskazuje na dynamiczny charakter środowiska sedymentacji, wyraźnie różny od tego, w którym osadzały się wapienie warstw zawodziańskich (Bednarek i in., 1978). W górnej części profilu wapieni detrytycznych z Kolbarka znaleziono *Ringestadia salfeldi* (Dorn) i *Microbiplices microbiplex* (Quenstedt) dokumentujące podpoziom *hypselum* (tab. 1) (Bednarek i in., 1978).

Wapienie detrytyczne z Kolbarka mogą występować w odmianie grubodetrytycznej o jasnoszarej lub kremowej barwie z występującymi gdzieniegdzie dużymi (do 0,5 cm) kryształami kalcytu. Zawierają liczne, pokruszone trochity, często obserwować w nich można niewielkie pustki i kawerny, przypuszczalnie po rozpuszczonych bioklastach. Miejscami mogą się pojawiać naloty manganowe.

W pasie od Ryczówka do Kolbarka warstwy zawodziańskie górne obocznie przechodzą w cienko- i średnioławicowe wapienie o wyraźnej oddzielności płytkowej. Zalegają one na dolnym wapieniu skalistym, a czasem na niżejleżących osadach detrytycznych. Są to białe i jasnoszare wapienie mikrytowe, miejscami porowate i słabo zwięzłe, a nawet margliste, choć w rejonie Kolbarka występują odmiany twarde i bardziej zbite. Fauna w zasadzie nie jest w nich spotykana, ale stwierdzono w nich obecność spikul gąbek (Bednarek i in., 1978).

Wapienie (wapienie gąbkowo-tuberolitowe) (warstwy zawodziańskie) tworzą rozległe wychodnie w północno-zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza. W południowej części badanego terenu, w poziomie *bifurcatus* oksfordu środkowego, występują wapienie skaliste dolne, które rozdzielają warstwy zawodziańskie na dolne i górne (Bednarek i in., 1978). Także Różycki (1948) wyróżnił w rejonie Częstochowy warstwy zawodziańskie dolne i górne, jednak podstawą tego podziału było kryterium faunistyczne. W północnym regionie facjalnym nie stwierdzono występowania wapieni skalistych, które pozwoliłyby rozdzielić warstwy zawodziańskie na kompleksy dolny i górny, w związku z tym warstwy zawodziańskie określono tu jako nierozdzielone. W tej części obszaru badań wapienie zawodziańskie tworzą ciągły profil o miąższości około 40 m.

Znaczną część profilu warstw zawodziańskich można obserwować we wschodniej ścianie kamieniołomu w Ogrodzieńcu. Wapienie te są średnio-, rzadziej gruboławicowe, charakteryzują się białym, szarym, żółtawym lub jasnokremowym zabarwieniem oraz obecnością licznych krzemieni o wydłużonym i spłaszczonym kształcie, tkwiących w wapieniach równolegle do powierzchni ich uławicenia. Gdzieniegdzie występują w nich niewielkie pory i jamki. Opisywane skały są słabo zwięzłe i mażące się, ale miejscami pośród ławic występują nieregularne „gniazda” o nieco ciemniejszym

zabarwieniu, większym stopniu twardości, charakteryzujące się brakiem pustych przestrzeni w skale. Miejsca te są zwykle związane z nagromadzeniem gąbek i tuberoidów (Bednarek i in., 1978).

Fauna w warstwach zawodziańskich reprezentowana jest głównie przez amonity oraz gąbki. W kamieniołomie w Ogrodzieńcu bardzo licznie występują amonity z rodzaju *Perisphinctes* (niektóre okazy osiągają rozmiary 10,0–20,0 cm). Podrzędnie występują również ramienionogi, małże i ślimaki. Zasadnicza część profilu warstw zawodziańskich reprezentuje oksford środkowy i obejmuje przedział stratygraficzny od podpoziomu *antecedens*, odsłoniętego m.in. w kamieniołomie wapieni pod Ogrodzieńcem, potwierdzonego występowaniem *Perisphinctes antecedens* (Salfeld) i *Perisphinctes elisabethae* (Riaz), do poziomu *bifurcatus* w odsłonięciach w okolicy Podzamcza, z indeksowym gatunkiem *Perisphinctes bifurcatus* (Quenstedt). W rejonie Podzamcza, w najwyższej części warstw zawodziańskich, stwierdzono także liczny zespół amonitów podpoziomu *hypselum*. Do ważniejszych gatunków należą: *Tarameliceras costatum* (Quenstedt), *Tarameliceras pichleri* (Oppel), *Tarameliceras externodosum* (Dorn), *Tarameliceras tegulatum* (Quenstedt), *Ochetoceras maantianum* (d'Orbigny), *Euaspidoceras hypselum* (Oppel), *Ringsteadia salfeldi* (Dorn), *Microbiplices microbiplex* (Quenstedt), *Epipeltoceras semimmatum* (Quenstedt) i *Epipeltoceras berrense* (Favre). Gatunki *Epipeltoceras semimmatum* i *Epipeltoceras berrense* pozwoliły wyróżnić horyzonty o tej samej nazwie. W zespole faunistycznym podpoziomu *hypselum* liczne są także amonity z rodzaju *Orthosphinctes*, a w pojedynczych ławicach masowo występują *Amoeboceras alternans* (Buch) i *Amoeboceras ovale* (Quenstedt) (Bednarek i in., 1978).

Matyja i Głowniak (2003) znaczną część wapieni zawodziańskich odsłaniających się w kamieniołomie w Ogrodzieńcu zaliczają do poziomu *transversarium*, podpoziomy *elisabethae* i *buckmani*, a tylko najniższa do poziomu *plicatilis* – podpoziomu *arkelli*.

Wapienie (gąbkowo-tuberolitowe) (warstwy zawodziańskie dolne) na obszarze arkusza Ogrodzieniec obejmują przedział od poziomu *antecedens* do poziomu *bifurcatus*. Potwierdza to obecność w tych utworach amonitów z podrodzaju *Dichotomoceras* (Bednarek i in., 1978). Warstwy zawodziańskie dolne podścielają wapienie skaliste dolne. W niektórych miejscach ulegają wyklinowaniu, wówczas z wapieniami skalistymi dolnymi kontaktują, sięgające wyższych poziomów biostratygraficznych, średnio- i gruboławicowe wapienie margliste (wapienie gąbkowo-tuberolitowe) z przeławiczeniami margli (scyfiowych) oksfordu dolnego–środkowego. Gdziekolwiek warstwy zawodziańskie dolne zazębiają się z wapieniami detrytycznymi z Kolbarka w odmianie grubodetrytycznej. Ze względu na oboczność facjalną warstwy zawodziańskie dolne mogą reprezentować różne przedziały stratygraficzne w zależności od miejsca występowania (Bednarek i in., 1978).

Wapienie (gąbkowo-tuberolitowe) (warstwy zawodziańskie górne) występują powyżej wapieni skalistych dolnych i mogą zazębiać się z odmianą wapieni detrytycznych z Kolbarka o oddzielności płytkowej. W warstwach zawodziańskich górnych znaleziono liczne amonity oksfordu górnego podpoziomu *hypselum*, m.in.: *Epipeltoceras semimammatum* (Quenstedt), *Ringsteadia salfeldi* (Dorn), *Microbiplices microbiplex* (Quenstedt), *Taramelliceras costatum* (Quenstedt) i *Taramelliceras externodosum* (Dorn) (Bednarek i in., 1978). Amonity podpoziomu *hypselum* są często spotykane na południe od obszaru arkusza Ogrodzieniec, między Kluczami i Olkuszem oraz na zachód w rejonie Grabowej.

Oksford górny

Morfologia środkowej części omawianego terenu zdominowana jest przez strome, ostrokrawędziste ostańce wapieni skalistych (wapieni skalistych głównych) – twardych, zbitych, masywnych wapieni barwy białej i białoszarej, najczęściej mikrytowych, stosunkowo ubogich w faunę. W wapieniach skalistych głównych stwierdza się nieliczne gąbki, amonity lub ramienionogi, przeważnie jednak występują w nich jedynie puste przestrzenie po rozpuszczonych muszlach, często wypełnione wtórnym kalcytem. Kawerny i pustki (zarówno syn-, jak i postgenetyczne) występują dość powszechnie. Wapienie są nieuławicone, tylko miejscami można w nich dojrzeć słabo zaznaczające się warstwowanie. Wychodnie wapieni skalistych głównych występują bardzo licznie na badanym obszarze. Na północy osiągają przeważnie miąższość 20,0–30,0 m, która niekiedy może radykalnie wzrastać (w skrajnych przypadkach nawet do 90 m). Przynależność głównego wapienia skalistego do poziomu *bimammatum* wynika z danych biostratygraficznych uzyskanych w osadach podścielających i nadległych (Bednarek i in., 1978).

Pomimo dość istotnych różnic w miąższości wydzieleń keloweju i niższego oksfordu spąg wapieni skalistych głównych, pojawia się w podobnej pozycji w profilu na całym obszarze (przeważnie około 80–85 m powyżej spągu keloweju). Miejscami wapienie skaliste mocno rozrastają się ku górze, gdzie są już obocznym odpowiednikiem skał węglanowych należących do poziomu *planula*. Być może zaznacza się w ten sposób wpływ znajdującej się w sąsiedztwie strefy Smolenia (Bednarek i in., 1978).

Wapienie skaliste z wkładkami wapieni kredowatych (wapienie smoleńskie) występują w rejonie między Złożencem, Smoleniem i Dłużcem, gdzie osiągają znacznie większe miąższości (tzw. strefa Smolenia), aniżeli w pozostałej części terenu arkusza. Wapienie skaliste są tutaj bardzo rozbudowane ku górze i sięgają do poziomu *Idoceras planula* (Bednarek i in., 1978). Miejscami w obrębie wapieni skalistych występują wkładki, rzadziej nieregularne ciała

i soczewy, białych, znacznie bardziej miękkich i brudzących wapieni kredowatych. W obrębie wapieni skalistych smoleńskich występują liczne jaskinie, a w Kolonii Strzegowa na jednym ze wzniesień znajdują się pozostałości dwóch grodzisk.

Skały określane mianem formacji pileckiej reprezentowane są przez kilka litotypów, które tworzą odrębne wydzielenia, występujące w porządku przestrzennym, który schematycznie przedstawiono na [figurze 1](#).

Wapienie pylaste (dolne) formacji pileckiej, znane również jako wapienie pylaste pileckie dolne, występują w postaci licznych wychodni od Kiełkowic w rejonie północnych granic obszaru arkusza, aż do Pilicy. Są to białe, jednolite, miękkie, niekiedy porowate wapienie, które mogą tworzyć ławice nawet do 4 m grubości. Fauna występuje w nich sporadycznie, głównie w postaci amonitów i małży, okazjonalnie również gąbek. Miejscami mogą pojawiać się jasnoszare krzemienie o nieco spłaszczonych kształtach. Na zachód od Pilicy pojawia się drugi poziom wapieni pylastych – wapienie pylaste (górne) formacji pileckiej, inaczej wapienie pylaste pileckie górne – które przynależą do poziomu *planula* (Bednarek i in., 1978).

W północno-wschodniej, południowo-wschodniej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza Ogrodzieniec stwierdzono występowanie wapieni płytowych. Facja wapieni płytowych reprezentowana jest przez wapienie pileckie płytowe dolne i górne oraz wapienie wolbromskie.

Wapienie płytowe (dolne) formacji pileckiej odsłaniają się na obszarze między Kiełkowicami, Dzwonowicami, aż do okolic Pilicy. Są to wapienie cienkoławicowe (grubość pojedynczych ławic wynosi przeważnie 30,0–40,0 cm), a poszczególne ławice często przedzielone są cienkimi wkładkami margli. Wapienie mają barwę szarozółtą i beżową, są mikrytowe i bardzo ubogie w faunę. Charakteryzują się płaskim lub płaskomuszlowym przełamem oraz płytkową, rzadziej kostkową, oddzielnością. Miejscami w formie soczew pojawiają się w nich wapienie skaliste formacji pileckiej. W północnej części miąższość wapieni płytowych dolnych formacji pileckiej wynosi zwykle ponad 20 m, podczas gdy na południu ich miąższość może przekraczać 30 m. W północnej części utwory te rozdzielają wapienie pileckie pylaste na poziomy dolny i górny ([fig. 1](#)). W wapieniach płytowych dolnych stwierdzono oprócz obecności amonitów z rodzaju *Orthosphinctes* i *Progeronia* oraz *Glochiceras* i *Taramelliceras*, m.in. *Taramelliceras litocerum* (Oppel), także amonity z rodzaju *Idoceras*, reprezentowane głównie przez *Idoceras minutum* (Dietrich). Jest to zespół amonitów charakteryzujący dolną część poziomu *planula* (Bednarek i in., 1978).

Na południu (rejon Lgoty Wolbromskiej) wapienie płytowe występujące poniżej poziomu wapieni skalistych górnych ([fig. 1](#)), określono mianem wapieni płytowych (górnych) formacji pileckiej. W wapieniach płytowych górnych stwierdzono wyłącznie amonity z rodzaju

Region północny	Region południowy
Kreda	
Wapienie skaliste górne	Wapienie płytowe (górne) – formacja pilecka
Wapienie kredowate – formacja pilecka	Margle – formacja pilecka
Wapienie wolbromskie	
Wapienie pylaste (górne) – formacja pilecka	Wapienie zarzeczańskie
Wapienie płytowe (dolne) – formacja pilecka	
Wapienie pylaste (dolne) – formacja pilecka	Wapienie detrytyczne z Chechła
Wapienie skaliste główne	

Fig. 1. Schemat relacji przestrzennych utworów oksfordu górnego (Bednarek i in., 1978, zmienione)

Orthosphinctes, znane zarówno z oksfordu górnego, jak i kimerydu dolnego, ale ponieważ nadległe wapienie skaliste górne były deponowane w oksfordzie górnym, taki sam wiek przypisano wapieniom płytowym górnym formacji pileckiej (Bednarek i in., 1978).

Na polach między Dłużcem i Kalisem można obserwować liczne okruchy szarych, mikrytowych wapieni. Przepuszczalnie są to okruchy wapieni pylastych lub płytowych formacji pileckiej. Brak odsłoneń czy wychodni tych wapieni przy jednoczesnej trudności w ich makroskopowej identyfikacji, a tym samym prawidłowego zaklasyfikowania utworów do właściwych im wydzieleni, spowodowały, że określono je jako wapienie formacji pileckiej nierozdzielonej.

Wapienie skaliste formacji pileckiej budują płaskie szczyty dwóch wzniesień między Gulzowem, Biskupicami i Kolonią Biskupice. Są to twarde, zbite, tworzące nieregularne formy wapienie, przypominające wapienie skaliste. Zbudowane są głównie z gąbek. We wspomnianej lokalizacji zalegają na wapieniach płytowych, ale mogą także występować w ich obrębie w postaci soczew czy ciał węglanowych o nieregularnym kształcie.

W południowej części omawianego terenu wapienie pileckie pylaste, częściowo również wapienie pileckie płytowe zastąpione są przez różne rodzaje wapieni detrytycznych. Między Zarzeczem, Chrzastowicami i Starą Wsią, na południe od Kolbarka i na północ od Lgoty Wolbromskiej

występują uławiczone, ziarniste, miejscami grubodetrytyczne wapienie (wapienie zarzeczańskie). Wapienie zarzeczańskie zalegają przeważnie na wapieniach skalistych głównych lub zazębiają się z nimi (fig. 1). Sugeruje to, że odpowiadają one w profilu wapieniom pylastym dolnym formacji pileckiej.

W wapieniach zarzeczańskich, podobnie jak w wapieniach pylastych dolnych formacji pileckiej, poniżej dolnych wapieni płytowych np. w okolicach Chrzastowic, opisano amonity z rodzaju *Orthosphinctes*, *Taramelliceras*, w tym: *Taramelliceras costatum* (Quenstedt), *Taramelliceras litoceras* (Oppel) i *Taramelliceras lochense* (Oppel), *Glochiceras*, w tym: *Glochiceras lingulatum* (Quenstedt). Jest to zespół amonitów charakteryzujący podpoziom *bimammatum* (Bednarek i in., 1978). W badanych utworach nie stwierdzono amonitów z rodzaju *Idoceras*. Obecność rodzaju *Idoceras* stwierdzono w Zarzeczu m.in. w cienkiej wkładce wapieni gąbkowych, między wapieniami pileckimi płytowymi dolnymi a podścielającymi je wapieniami zarzeczańskimi. Dane biostratigraficzne wskazują, że dolne wapienie pylaste i najniższa część wapieni zarzeczańskich należą do poziomu *bimammatum*, podczas gdy wyższa część profilu wapieni zarzeczańskich oraz wapienie płytowe dolne formacji pileckiej wchodzi już w obręb poziomu *planula* (Bednarek i in., 1978).

Wapienie detrytyczne (wapienie detrytyczne z Chechła), podobnie jak wapienie zarzeczańskie, zalegają bezpośrednio na wapieniach skalistych głównych lub wapieniach płytowych dolnych formacji pileckiej, zajmują zatem miejsce w profilu odpowiadające w przybliżeniu wapieniom pylastym dolnym formacji pileckiej (fig. 1). Pojawiają się między Chechłem i Rodakami w zachodniej części terenu arkusza. Charakteryzują się barwą szarokremową lub kremoworóżową. W rejonie Chechła ich miąższość może przekraczać 30 m.

Wapienie płytowe (wapienie wolbromskie) budują wzniesienia zlokalizowane na południe od Wolbromia w rejonie Gołaczew, występują także między Pilicą i Sławniowem w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Na północy zalegają najczęściej na wapieniach pylastych górnych formacji pileckiej, a na południu na wapieniach zarzeczańskich.

Wapienie wolbromskie są białe, żółtawe lub beżowe, cienkoławicowe (ławice do 20 cm), mikrytowe, czasem margliste, z licznymi krzemieniami. W południowej strefie facjalnej często obserwowano w nich oddzielność kostkową. W obrębie wapieni wolbromskich występują wkładki szarych i kremowych margli. Wapienie wolbromskie, podobnie jak wapienie pylaste górne formacji pileckiej i wapienie zarzeczańskie, należą do poziomu *planula* (Bednarek i in., 1978). Ich miąższość na omawianym terenie rzadko przekracza 30 m.

Wychodnie margli formacji pileckiej, zwanych również marglami pileckimi, można obserwować w rejonie skrzyżowania w Lgocie Wolbromskiej. W północnej części obszaru arkusza

odpowiadają im wapienie kredowate. Margle pileckie tworzą cienkie ławice, a ich miąższość może sięgać maksymalnie 32 m. Obecność margli pileckich w północnej części terenu badań nie została potwierdzona lub ich miąższość jest silnie zredukowana. O ich występowaniu trudno jednak przesądzić ze względu na to, że w tej części obszaru arkusza nie zaobserwowano kontaktu wapieni kredowatych i podścielających je wapieni płytowych wolbromskich.

Wapienie kredowate należące do formacji pileckiej występują w północno-wschodniej części terenu arkusza, w rejonie Dzwonowic, Dobrej i Sławniowa. Przeważnie zalegają na wapieniach wolbromskich. Wapienie kredowate to miękka odmiana nieuławiconych wapieni facji gąbkowo-tuberolitowej. Są to utwory silnie porowate, mażące się, zawierające bogatą faunę, głównie bentoniczną. W ich obrębie mogą pojawiać się soczewki twardych i zbitych wapieni skalistych formacji pileckiej. Miąższość wapieni kredowatych nie przekracza 30 m.

Wapienie skaliste górne występują we wschodniej części omawianego terenu, między Smoleniem, Sławniowem i Kąpielami Wielkimi. Spąg tych utworów znajduje się 260,0–270,0 m nad spągiem keloweju (Bednarek i in., 1978). Przykrywają je jedynie osady czwartorzędowe (lessy), a w rowie Pilicy – utwory kredy. W odsłonięciach znajdujących się bezpośrednio pod utworami kredy, w Porębie Dzierznej (poza granicami arkusza), znaleziono w obrębie wapieni skalistych górnych amonity z rodzaju *Idoceras*, co przesądza o oksfordzkim wieku najmłodszych osadów jury badanego obszaru (Bednarek i in., 1978). Miejscami wapienie te tworzą wyraźne, ostrokrawędziste ostańce dominujące nad okolicznym terenem.

9. Kreda

a. Kreda dolna

Alb

Najstarsze utwory kredy na badanym obszarze reprezentowane są przez piaski i piaskowce albu. Występują jedynie w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie Kalisia (w piaskowni w Kalisium można obserwować fragment profilu albu) oraz na południe od zabudowań w Wolbromiu, gdzie tworzą dwa wyraźne wzniesienia o stosunkowo stromych stokach. Kilka mniejszych wychodni albu stwierdzono również w rejonie Lgoty Wolbromskiej.

Utwory albu zalegają bezpośrednio na skałach oksfordu, pod osadami czwartorzędowymi. W dolnej części profilu albu mogą pojawiać się zlepionce o spoiwie krzemionkowym, zbudowane głównie z otoczków zsylikowanych wapieni jurajskich oraz kongrecji krzemieni jury górnej (Bukowy, 1968). Zasadniczą część profilu tworzą piaski i piaskowce o różnym stopniu spistości. Najczęściej przybierają barwy od żółtych przez pomarańczowe do brązowych z lekko zielonkawym

zabarwieniem. Ich szkielet ziarnowy tworzą głównie źle obtoczone i źle wysortowane ziarna kwarcu, w mniejszym stopniu również glaukonit. Często wśród słabo zdiagenezowanych ławic piaskowców występują konkrecje opalu i chalcedonu, a nieco rzadziej konkrecje fosforytowe. W stropowej części mogą pojawiać się żwiry (Marcinowski, 1974), choć do albu Sujkowski (1929) i Marcinowski (1974) zaliczali również zielone ily piaszczyste występujące na południe od fabryki gumy w Wolbromiu. Osady albu uznane zostały za osad estuariowy transgredującego z północy morza (Bukowy, 1968). Maksymalna miąższość piasków i piaskowców albu dochodzi do 20 m.

b. Kreda górna

Santon

Wapienie margliste glaukonitowe i margle glaukonitowe santonu znane są jedynie z profilu otworu wiertniczego 7, w którym stwierdzono obecność zielonych margli piaszczysto-ilastych, zawierających nieduże otoczaki wapieni jurajskich. Na omawianym obszarze utwory santonu prawdopodobnie występują jedynie w rowie i na północny wschód od Rowu Pilicy, pod przykryciem osadów kampanu oraz czwartorzędu.

W otworze 7 margle zalegają na wapieniach oksfordu, a ich miąższość wynosi 4,2 m. Wydaje się, że jest to stropowy fragment profilu margli glaukonitowych opisywany przez Olszewską-Nejbert i Świerczewską-Gładysz (2007) w kamieniołomie w Wielkanocy (na wschód od Wolbromia). Spągową część tych osadów stanowią zielonkawe, margliste wapienie glaukonitowe z jeżowcami, belemnitami, ślimakami i licznymi gąbkami, które uległy fosfatyżacji (Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz, 2009). W opisywanych utworach oznaczono *Actinocamax verus* (Miller), *Inoceramus lingua* (Goldfuss) oraz *Porosphaera globularis* (Phillips), co pozwoliło datować te utwory na santon (Bukowy, Siewniak, 1963).

Kampan

Kampan dolny

Podobnie jak utwory santonu, margle ilaste kampanu dolnego rozpoznane zostały wyłącznie w profilu otworu 7. Stwierdzono tam obecność 6,3-metrowego poziomu ciemnoszarych margli ilastych, zawierających w spągu ziarna kwarcu i glaukonitu oraz skamieniałości gąbek (Bukowy, Siewniak, 1963). W obrębie opisywanych margli Rutkowski (1971) stwierdził granicę santonu i kampanu dolnego. Osady te znacznie częściej występują na arkuszu Wolbrom, gdzie ich głównym składnikiem jest pelityczny węgiel wapnia zmieszany z substancją ilastą oraz pokruszone skorupy inoceramów i otwornic.

Wapienie margliste i opoki z czertami kampanu dolnego pojawiają się w północno-wschodnim narożu arkusza Ogrodzieniec, na północ od doliny Żebrówki. Ich wychodnie można obserwować wzdłuż drogi prowadzącej do Dobrakowa. Utwory tego wydzielenia zalegają na marglach ilastych kampanu dolnego. Ze względu na zmienną zawartość węglanu wapnia, krzemionki oraz minerałów ilastych litotyp opisywanych utworów jest trudny do określenia. Przyjąć można, że są to głównie białe i białoszare wapienie margliste oraz opoki, w których często występują czerty. Przeławicają je szare margle, tworzące cienkie, dochodzące do kilku centymetrów wkładki. Głównym budulcem wapieni są otwornice i krzemionkowe (głównie opalowe) igły gąbek. Na arkuszu Wolbrom Rutkowski (1971) znajdował również poziomy bentonitów. Miąższość tego wydzielenia na badanym terenie nie jest duża i prawdopodobnie nie przekracza 10 m, ale rośnie w kierunku wschodnim i w odległości zaledwie kilku kilometrów od granic obszaru arkusza Ogrodzieniec może osiągać nawet 50 m.

10. Paleogen–czwartorzęd

Ze względu na skalę opracowania różne typy osadów jaskiniowych zostały oznaczone na mapie wspólnie, jedynie w sposób symboliczny i pomimo różnego wieku omówione zostały w jednym rozdziale.

Brekcje, gliny, namuły (osady jaskiniowe) wypełniają liczne jaskinie i formy krasowe powstałe w obrębie skał jurajskich, zwłaszcza w środkowej części opisywanego arkusza. Mogą wypełniać pustki synsedymencyjne, występujące głównie w biohermalnych wapieniach skalistych, albo przestrzenie powstałe po sedymentacji np. w wyniku erozji. Procesy krasowe i wietrzenie chemiczne zachodziły w gorącym i wilgotnym klimacie paleogenu. Przypuszczalnie z tego okresu pochodzą gliny, przypominające gliny typu *terra rossa*, będące efektem wietrzenia wapieni w opisanych wyżej warunkach klimatycznych. Gliny te często są silnie zeschnięte i spękane. Kolejnym litotypem spotykanym w jaskiniach są namuły, określane również mianem namulisk. Powstają one w efekcie namywania i nawiewania materiału z zewnątrz jaskiń oraz degradacji ich wewnętrznych powierzchni.

Procesy prowadzące do tworzenia się osadów jaskiniowych trwają do dziś. Rodzaj materiału deponowanego w jaskiniach jest uwarunkowany przede wszystkim typem osadów znajdujących się w bezpośrednim otoczeniu jaskiń – pyłowate tam, gdzie w sąsiedztwie jaskini występują lessy, piaszczyste (lub piaszczysto-gliniaste) tam, gdzie występują piaski lub wychodnie wapieni. W jaskiniach na obszarze całego arkusza można obserwować osady o charakterze brekcji tektonicznych złożonych z pokruszonych wapieni i żwirów kwarcowych. Wiek tych utworów nie jest znany, ale ich charakter

świadczy o powstaniu w okresie wzmożonych procesów tektonicznych, które na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej miały miejsce głównie w neogenie. Miąższość osadów jaskiniowych jest bardzo zmienna i ściśle powiązana z kształtem oraz charakterem jaskiń.

11. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają przeważającą część obszaru arkusza, a ich miąższość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do około sześćdziesięciu metrów w południowo-zachodniej jego części. W północno-wschodniej części badanego terenu dominują osady piaszczysto-pyłowate i lesy, a w częściach południowej i zachodniej przeważają piaski eoliczne, często tworzące wydmy. Obszar, na którym występują ostańce wapieni skalistych, najczęściej jest całkowicie pozbawiony osadów czwartorzędowych lub wypełniają one jedynie obniżenia między wychodniami skał starszych. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza Ogrodzieniec miąższość osadów czwartorzędu wynosi nawet 60,0 m. Profil utworów jest tutaj zdominowany przez stosunkowo jednorodne osady piaszczyste. Na podstawie analizy danych uzyskanych z profili otworów wiertniczych w dolinie Praprzemszy, w okolicy Pustyni Błędowskiej, Lewandowski i Zieliński (1990) wyróżnili osady trzech cykli sedymentacyjnych rozdzielone dwoma lukami. Są to osady wodnolodowcowe, rzeczne i rzeczno-peryglacjalne powstałe w zlodowaceniach (odpowiednio) Odry, Warty i Wisły.

a. Plejstocen

Plejstocen dolny

Żwirry i bruki plejstocenu dolnego (preglacjału) wypełniają dna dolin Pilicy oraz Praprzemszy w okolicy Pustyni Błędowskiej. W otworze 7 w Wierbce na głębokości 9,5 m nawiercone zostały otoczaki oraz okruchy nieobtoczonych wapieni i kongrecji krzemienych wielkości ponad 20 cm (Bukowy, Siewniak, 1963). Opiswane osady osiągają tutaj miąższość 8,0 m i zalegają bezpośrednio na utworach kampanu. Obecność jedynie lokalnego materiału oraz brak jakichkolwiek otoczków czy egzotyków sugerują, że osady te powstały w plejstocenie dolnym. Podobne osady opiswane były w rejonie Pustyni Błędowskiej, gdzie wyścielały dno kopalnej doliny Białej Przemszy (Lewandowski, Zieliński, 1990) oraz w dolinach rzecznych na sąsiednich arkuszach (Górka i in., 2021; Piotrowski i in., 2021).

Zlodowacenia południowopolskie

W rejonie Gołaczew i Kolonii Chełmskiej, między wzniesieniami zbudowanymi z płytowych wapieni wolbromskich, na wysokościach 390,0–420,0 m n.p.m. występują żółte piaski drobno-

ziarniste, czasem średnioziarniste, warstwowane przekątnie, które zaklasyfikowano jako piaski wodnolodowcowe zlodowaceń południowopolskich. Na południe od Wolbromia te same piaski zostały stwierdzone na wysokości do 460,0 m n.p.m. (Górka i in., 2021), czyli około 80–90 m ponad dnami współczesnych dolin rozwiniętych w tym rejonie. Miąższość piasków wodnolodowcowych nie przekracza kilku metrów.

Osady zastoiskowe reprezentowane są przez plastyczne, popielate iły i mułki, które nawiercone zostały w otworze 27 na głębokości 3,0 m, gdzie osiągają miąższość 10,0 m i zalegają bezpośrednio na rumoszach wapiennych. Lewandowski i Zieliński (1990) sugerują, że są to resztki utworów zastoiskowych, zdeponowanych podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu. Autorzy podobne osady stwierdzili w rejonie Kluczy i Bukowna. W utworach tego typu znajdowany był detrytus węgla lub substancja humusowa (Kozioł, 1952; Lewandowski, Zieliński, 1988).

Zlodowacenie Odry

Piaski wodnolodowcowe drobno- i średnioziarniste o warstwowaniu przekątnym, które powstały w czasie zlodowacenia Odry (Lewandowski, Zieliński, 1988), zostały stwierdzone wyłącznie w profilach otworów wiertniczych. W osadach tych, w rejonie Starczynowa (na południowy zachód od arkusza Ogrodzieniec), na głębokości 40,0–45,0 m, znaleziono torfy, które wydatowano na schyłek zlodowacenia Odry lub początek zlodowacenia Warty (Sobolewska, 1976). Piaski wodnolodowcowe zlodowacenia Odry występujące na powierzchni, w trakcie młodszych zlodowaceń podlegały intensywnym procesom w strefie peryglacjalnej. Z tej przyczyny zaklasyfikowano je jako piaski rzeczno-peryglacjalne, których wiek przypisano zlodowaceniu Wisły.

Zlodowacenie Warty

W rejonie Starczynowa, powyżej torfów zalegających na piaskach wodnolodowcowych zlodowacenia Odry, stwierdzono obecność piasków o cechach charakterystycznych dla osadów powstających w korycie rzecznej. Są to piaski rzeczne o wielkoskalowym warstwowaniu rynnowym i niskokątowym warstwowaniu przekątnym (Zieliński, Lewandowski, 1990). W stropie tych osadów występują kliny mrozowe (Kaziuk, 1985). Datowanie substancji humusowej występującej w poziomie klinów metodą ^{14}C pozwoliło określić jej wiek na 27 000 lat BP (Sendobry, 1988). Jako że w profilu pionowym opisywane piaski znajdują się między torfami ze schyłku zlodowacenia Odry (być może wczesnej Warty), a substancją humusową powstałą w czasie odpowiadającym zlodowaceniu Wisły, można przyjąć, że opisywane osady rzeczne powstawały w czasie zlodowacenia Warty.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki występują w górnym biegu dolin Centary i Białej Przemszy w rejonie Wolbromia oraz w dolinie Suchej na południe od Gołaczew. Piaski te są głównie drobnoziarniste, miejscami z poziomami zaglinionymi. Mają barwy od żółtobrazowych do szarych. Według Lindnera (1967) duża zawartość frakcji pyłowej w tych utworach, jest wynikiem zmywania pokryw starszych lessów. W terenie położonym na północny wschód od arkusza Ogrodzieniec, ten sam autor uznał piaski tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki za odpowiadające maksymalnemu stadiowi zlodowaceń środkowopolskich, kiedy doszło do podparcia wód w dolinie Prapilicy w rejonie Szczekocin. W dolinie Pilicy na obszarze arkusza Ogrodzieniec Bednarek i inni (1978) oraz Kaziuk i inni (1978) nie stwierdzili występowania tych tarasów. Wydaje się jednak, że sytuacja w górnym biegu doliny Białej Przemszy, gdzie piaski tarasów zazębiają się z utworami lessowymi zlodowacenia Wisły, wskazuje na północnopolski wiek opisywanych osadów. Podobny wiek powstania tarasów 6,0–15,0 m n.p. rzeki wskazali Heliasz i inni (2015) w rejonie Zawiercia i Żeliszawic. Rusczyńska (1961) ze względu na ślady procesów peryglacjalnych i zboczowych określała te tarasy mianem tarasów zboczowych.

Piaski i żwiry rzeczno-peryglacjalne są pozostałością po piaskach wodnolodowcowych starszych zlodowaceń, które zostały niemal całkowicie usunięte z wyżyny i „przerobione” w warunkach peryglacjalnych podczas zlodowacenia Wisły (Lewandowski, 2015). Osady te występują niemal na całym obszarze arkusza Ogrodzieniec, tylko w części wschodniej i północno-wschodniej ustępują miejsca lessom, zalegającym bezpośrednio na osadach jury i kredy. Ze względu na pozycję morfologiczną oraz genezę, piaski rzeczno-peryglacjalne można podzielić na dwie, zazębiające się facje. Piaski rzeczno-peryglacjalne facji deluwialno-aluwialnej wypełniają obniżenia dolinne i niżej położone równiny. Piaski rzeczno-peryglacjalne facji proluwialnej natomiast stanowią rozległe stożki napływowe, utworzone u czoła kuesty górnourajskiej. Opisywane piaski są drobno- i średnioziarniste o żółtych i żółtoszarych barwach. Badania wykonane podczas prac nad arkuszem Zawiercie wykazały, że dominują w nich kwarc i skalenie, a z minerałów ciężkich cyrkon, granaty i amfibole (Krzykawski, Szopa, 2016). W piaskach pojawiają się również pojedyncze okruchy wapieni o rozmiarze od kilku do kilkunastu milimetrów. Wiek tych osadów określono metodą OSL na $15,4 \pm 1,1$ i $19,1 \pm 2,2$ ka, czyli główny stadiów zlodowaceń północnopolskich (Przegiętka, 2016b). Piaski rzeczno-peryglacjalne zlodowacenia Wisły są jednocześnie osadami piaszczystymi ostatniego spośród trzech cykli sedymentacyjnych wydzielonych przez Lewandowskiego i Zielińskiego (1988) w dolinie Praprzemszy. W odslonięciu w Kluczach znajdującym się u wylotu współczesnej doliny

Białej Przemszy na obszar Pustyni Błędowskiej, Zieliński i Lewandowski (1990) opisali sekwencje piasków warstwowych poziomo oraz wielkoskalowych warstwowań rynnowych, nad którymi zalegają piaski charakteryzujące się niskokątowym, przekątnym warstwowaniem rynnowym i warstwowaniem poziomym. Powyżej tych utworów występują piaski o strukturze masywnej i poziomej laminacji.

Lessy zajmują obszar od północno-wschodnich granic arkusza Ogrodzieniec, wzdłuż wschodniej jego krawędzi, aż do Starej Wsi na południowym wschodzie. Pojawiają się również na południe od Gołaczew, na północ od Ryczówka, w Załężu oraz w północno-zachodnim fragmencie opisywanego terenu, gdzie w przysiółku Celiny pokrywają północne stoki niewielkiej doliny. Miąższość lessów na badanym obszarze jest zmienna i waha się w granicach od kilku do maksymalnie kilkunastu metrów. Największą miąższość lessy osiągają w rejonie Kolonii Dobra i Kąpieli Wielkich. Pokrywa lessowa jest ciągła, tylko w rejonie Cisowej i Pilicy lessy mieszają się z okruchami płytko zalegających skał jurajskich. Na opisywanym terenie najczęściej zalegają bezpośrednio na utworach jurajskich, tylko w obniżeniach i u podnóży stoków mogą zazębiać się z piaskami rzeczno-peryglacjalnymi lub piaskami rzecznyymi tarasów. W dolinach Pilicy i Żebrówki pokrywają cienką warstwą osady holocenijskie, co dowodzi ich ciągłej redepozycji.

Datowanie wieku bezwzględnego lessów metodą OSL wykonane na potrzeby opracowania arkusza Wolbrom wskazały wiek 14,0–21,5 ka (Przeiętka, 2016a). Według Różyckiego (1960) lessy rejonu Jury Krakowsko-Częstochowskiej występujące w dolnej części profilu są starsze od zlodowaceń środkowopolskich. Rusczyńska (1958, 1961) wiązała lessy z recesją zlodowacenia krakowskiego. Malicki (1961) na Wyżynie Miechowskiej stwierdził występowanie lessów zlodowaceń środkowopolskich i dwudzielne lessy powstałe w czasie zlodowacenia Wisły. Lindner (1967) wyróżnił dwa poziomy lessów, starszemu z nich przypisując wiek zlodowaceń środkowopolskich. Płaty lessów poziomu starszego opisał jako zachowane na glinach zwałowych lub leżące bezpośrednio na skałach podłoża czwartorzędu. Biorąc pod uwagę powyższe rozważania, nie można wykluczyć, że dolna część profilu lessów na badanym obszarze mogła powstać podczas starszych zlodowaceń.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne pokrywają rozległe równiny pomiędzy wychodniami wapieni skalistych oksfordu w środkowej części obszaru arkusza. Równinom piasków przewianych często towarzyszą piaski eoliczne w wydmach, które występują głównie w rejonie Pustyni Błędowskiej, w rejonie dolin Białej Przemszy i Tarnówki, przede wszystkim jednak w szerokim pasie od zachodnich granic obszaru arkusza, między Ogrodziencem i Rodakami, aż do okolic Żłożeńca, gdzie facje

piaszczyste zastępowane są przez lessy. Miąższość piasków eolicznych nie jest duża i zwykle nie przekracza 2–3 m. Wysokość form wydmowych to kilka do kilkunastu metrów, choć na południu występują również wydmy o wysokości powyżej 20 m.

Depozycja osadów eolicznych na omawianym obszarze prawdopodobnie rozpoczęła się u schyłku zlodowacenia Wisły. Według Szczyпка (1986) główne fazy wydmotwórcze miały miejsce w starszym i młodszym dryasie, jednak formowanie wydym zapewne miało miejsce również w holocenie. Utwory eoliczne tworzyły się na skutek redepozycji i wywiewania osadów piaszczystych w rejonie Pustyni Błędowskiej oraz wzdłuż doliny Białej Przemszy. Kierunek transportu eolicznego określono na podstawie układu wydym na W–E i SW–NE. Materiałem źródłowym są osiagające duże miąższości piaski zalegające u czoła kuesty górnourajskiej lub wypełniające dna dolin.

Piaski i gliny deluwialne występują w północno-zachodniej części omawianego obszaru oraz w rejonie i na północ od Kluczy. Zlokalizowane są u podnóży wzniesień zbudowanych z utworów jury górnej. Osady deluwialne towarzyszą większości wychodni wapieni jury górnej na badanym obszarze, na mapie geologicznej wrysowano je jednak wyłącznie w miejscach, w których tworzą rozległe formy, a ich miąższość przekracza 1 m. Piaski i gliny deluwialne zalegają najczęściej na piaskach rzeczno-peryglacialnych zlodowacenia Wisły. Mają charakter piasków pyłowych lub glin zapiaszczonych o barwie jasnożółtej, brązowożółtej, niekiedy nawet brunatnej. Gliny są tłuste i lepkie, z pojedynczymi okruchami silnie zwiertzałych wapieni.

Piaski pyłowe deluwialne stanowią wypełnienie wąskich dolin głównie w północno-zachodnim fragmencie obszaru arkusza. Występują także u podnóży stoków na południowym brzegu Pilicy. Ich geneza nie jest jednoznaczna, ale sposób wykształcenia i forma występowania mogą sugerować, że jest to pozostałość piasków wodnolodowcowych i utworów eolicznych redeponowana po stoku do jego podstawy i zagłębień dolinnych. Obecność okruchów skał lokalnych w omawianych osadach sugeruje, że część materiału źródłowego pochodzi z wietrzenia wapieni jurajskich. Tworzą je głównie piaski drobno- i średnioziarniste oraz pyły, charakteryzujące się żółtą, niekiedy brązową barwą. Osiagają niewielką miąższość rzędu 2–3 m, być może w niektórych dolinkach nieco większą. Wiek tych utworów nie jest znany. Można przyjąć, że ich depozycja rozpoczęła się pod koniec ostatniego zlodowacenia i kontynuowana jest w holocenie.

Namuły pyłowe i lessy deluwialne wypełniają dolinki w północno-wschodniej i środkowo-wschodniej części obszaru arkusza, w miejscach występowania lessów. Lessy te w wyniku intensywnych opadów deszczu i zmywania są sukcesywnie redeponowane do dolinek, które przez wypełnienie osadami pyłowatymi ulegają stopniowemu wypłycaaniu, co w konsekwencji wygładza rzeźbę terenu (Górka, Pasternak, 2021). Intensywne użytkowanie rolne obszarów lessowych oraz

brak pokrycia szatą roślinną powodują, że w trakcie jednego epizodu opadowego może dojść do zdeponowania w niektórych miejscach od kilku do kilkunastu centymetrów materiału. Namylte osady przyjmują nieco ciemniejsze barwy – ciemnopomarańczowe lub brązowe. W ich składzie petrograficznym mogą pojawiać się drobne okruchy skał podłoża. Miąższość tych osadów może osiągać kilka metrów. Rutkowski i Mądry (1997) na arkuszu Miechów odnaleźli w osadach tego typu cienkie poziomy gleb kopalnych datowane na schyłek plejstocenu i holocen.

c. Holocen

W kilku miejscach wzdłuż doliny Białej Przemszy pojawiają się poziomy spłaszczeń z osadzonymi na nich piaskami rzecznyymi tarasów nadzalewowych występującymi na wysokości 2,0–5,0 m n.p. rzeki. Piaski te charakteryzują się żółtoszarą barwą, są średnioziarniste o stosunkowo dobrze obtoczonych ziarnach. Obok piasków sporadycznie występują również żwiry lub okruchy lokalnych skał węglanowych. Podobne spłaszczenia pojawiają się wzdłuż zachodnich zboczy doliny Żebrówki. W dolinie Pilicy nie zaobserwowano form tego typu. Wiek tych osadów nie jest do końca znany, ale prawdopodobnie są to utwory młodszych tarasów nadzalewowych powstałych w holocenie.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki wypełniają doliny Pilicy, Białej Przemszy, Tarnówki czy Dębieszniczy, częściowo wypełniają również niewielkie dopływy głównych cieków. Piaski tarasów zalewowych są średnio-, rzadziej drobnoziarniste, dobrze wysortowane, o zmiennym stopniu obtoczenia, najczęściej jednak średnio i dobrze obtoczone. Ze względu na wysoki poziom wód gruntowych w dolinach i częściowe zawodnienie piasków najczęściej charakteryzują się szarą barwą. Ich średnia miąższość na opisywanym obszarze to kilka metrów.

Namuly torfiaste występują lokalnie, w peryferyjnych strefach dolin Tarnówki i Białej Przemszy w rejonie Wolbromia, gdzie tworzą płyty o różnej wielkości i miąższości. Najczęściej reprezentują fację przejściową między namułami den dolinnych a torfami. Mają ciemne, czarne barwy, które pochodzą od dużej ilości materii organicznej zawartej w osadach, zawierają ponadto poziomy zapiaszczenia i fragmenty roślin. Namuly torfiaste zostały wrysowane w miejscu występowania osadów, w których obecność materii organicznej i szczątków roślin była na tyle mała, że nie pozwalała na określenie ich mianem torfów.

Namuly, mułki den dolinnych i zagłębień bezodpływowych stwierdzono w północno-wschodniej części obszaru arkusza w dolinie Żebrówki, której fragment wypełniają ciemnobrązowe i czarne mułki. Mogą one zazębiać się z piaskami rzecznyymi, które występują także

w spągu opisywanych osadów. Materiał źródłowy tych osadów stanowią zmywane ze stoków i nawiewane do doliny lessy. Depozycja tych utworów prawdopodobnie jest wynikiem wezbrań powodziowych i stagnowania lub silnie ograniczonego przepływu w peryferyjnych strefach dolin. Ich miąższość nie jest duża i nie przekracza 2 m.

Torfy na omawianym obszarze występują po zachodniej stronie doliny Tarnówki między Gołczowicami i Krzywopłotami. Obecnie woda z obszaru ich występowania jest odprowadzana liczną siecią kanałów, co skutkuje degradacją stropowej części torfowisk. Torfy najczęściej mają barwę czarnobrunatną, często pojawiają się w nich niewielkie przeławicenia piaszczyste lub ilaste. Miąższość tych osadów jest niewielka, maksymalnie osiąga 2–3 m. Wiek torfów to najprawdopodobniej holocen, chociaż według Obidowicza (1976) okres inicjacyjny torfowiska zlokalizowanego nieco dalej na wschód, w Wolbromiu, przypadł na *allerød*, a najkorzystniejsze warunki do jego rozwoju trwały w okresie preborealnym. Z kolei Latałowa (1976) wskazuje na starszy *dryas*, jako początkową fazę rozwoju torfowiska.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar objęty arkuszem Ogrodzieniec cechuje się urozmaiconą i skomplikowaną tektoniką. W efekcie procesów tektonicznych na badanym terenie powstały piętra strukturalne: waryscyjskie, kaledońskie i alpejskie.

Obszar badań znajduje się w obrębie platformy zachodnioeuropejskiej. Najstarsze utwory datowane są na schyłek proterozoiku (*ediakar*) i stwierdzone zostały w profilach otworów wiertniczych w północnej części opisywanego terenu. Należą do nich tektonicznie zdeformowane silikoklastyki o charakterze fliszowym, nieprzeobrażone lub przeobrażone anchimetamorficznie (Mikulski, Speczik, 2010). W obrębie tych utworów stwierdzono upady o wartościach 45–70°.

Przez środkową część obszaru arkusza biegnie strefa uskokuwa Kraków–Lubliniec o orientacji NW–SE. Strefa ta ma charakter przesuwczy i rozdziela paleozoiczno-proterozoiczne podłoże na bloki małopolski i górnośląski (Buła, Habryn, 2008) – odpowiednio północna i południowa część obszaru arkusza Ogrodzieniec. Utwory paleozoiczne tworzące pokrywę osadową bloku małopolskiego ulegały epigenetycznej erozji i kilkakrotnie poddawane były deformacjom tektonicznym. Widoczne w ich profilach luki stratygraficzne (erozyjne) i niezgodności tektoniczne wskazują, że procesy te miały miejsce na przełomie kambru i ordowiku, syluru i dewonu, po wizenie (lub namurze dolnym) oraz później, w czasie ruchów alpejskich. Efektem tych procesów jest „mozaikowy” obraz budowy geologicznej wyrażający się m.in. obecnością zrębowych struktur utworzonych w skałach *ediakaru* i wychodniami skał starszych pojawiającymi się w obrębie utworów dewońsko-karbońskich

(Żelaźniewicz i in., 2011). Rysy strukturalne podłoża uwidaczniają się także w utworach młodszego paleozoiku oraz w obrazie powierzchniowym badanego obszaru, co wynika z odmłodzenia przynajmniej części prekambryjskich i staropaleozoicznych uskoków podczas ruchów tektonicznych młodszych orogenez.

W części północnej obszaru arkusza (fragment bloku małopolskiego) nie stwierdzono utworów paleozoicznych, a skały triasu dolnego leżą bezpośrednio na skałach proterozoiku (niekiedy pod niewielkim nakładem utworów młodszych). Z kolei na południu (fragment bloku górnośląskiego) zaobserwować można bardzo silne zróżnicowanie w podłożu paleozoicznym, gdzie utwory triasu zalegają na skałach kambru, dewonu, karbonu lub permu. Ten obszar stanowi strefę północno-wschodniego obrzeżenia zapadliska górnośląskiego.

Skały mezozoicznego piętra strukturalnego tworzą na badanym obszarze monoklinę śląsko-krakowską, która zajmuje większość obszaru arkusza. Jedynie najbardziej północno-wschodni fragment (rowy Żebrówki i Pilicy) stanowi strefę przejściową w obręb niecki miechowskiej (nidziańskiej). Jednostki tektoniczne na badanym obszarze mają rozciągłość NW–SE, co jest zgodne z regionalnym trendem strukturalnym (Bednarek, 1974). Upady warstw natomiast najczęściej podporządkowane są drobnym, niekartometrycznym uskokom (Bednarek i in., 1978).

Skały pokrywy mezozoicznej pocięte są gęstą siecią uskoków normalnych, które dzielą obszar badań na liczne bloki, a te porozbijane są na jednostki tektoniczne niższego rzędu (Bednarek i in., 1978). Zdecydowana większość uskoków stwierdzonych na badanym terenie grupuje się w zespołach o orientacji SSW–NNE i WNW–ESE, nieco rzadziej występują zespoły uskoków o orientacji NW–SE i SW–NE oraz NNW–SSE i WSW–ENE.

Uskoki na badanym obszarze mają antytetyczny charakter. Wyraża się to niwelującym oddziaływaniem geometrii uskoków na obraz nachylenia warstw w obrębie rozdzielonych przez te uskoki bloków (Bednarek i in., 1978). Występujące na badanym terenie zręby i rowy przeważnie są asymetryczne. Z jednej strony skrzydła ograniczone są wyraźną krawędzią, z drugiej zaś wznoszą się lub opuszczają szeregiem stopni uskokowych. Pośredni rodzaj struktur tworzą przechylone bloki rozdzielone szeregiem uskoków antytetycznych.

Doliny rzeczne przeważnie założone są na rowach tektonicznych, które następnie zostały porozcinane młodszymi generacjami uskoków (rów Pilicy, rów Centary, rów Białej Przemszy). Wydaje się, że w co najmniej kilku przypadkach przebieg współczesnych dolin rzecznych uwarunkowany jest występowaniem w podłożu uskoków przesuwczych o orientacji zbliżonej do południkowej. Tego typu struktury zostały stwierdzone przez Bednarka (1974) między Karlinem i Podzamczem, pojawiają się również w dolinach Pilicy czy Białej Przemszy.

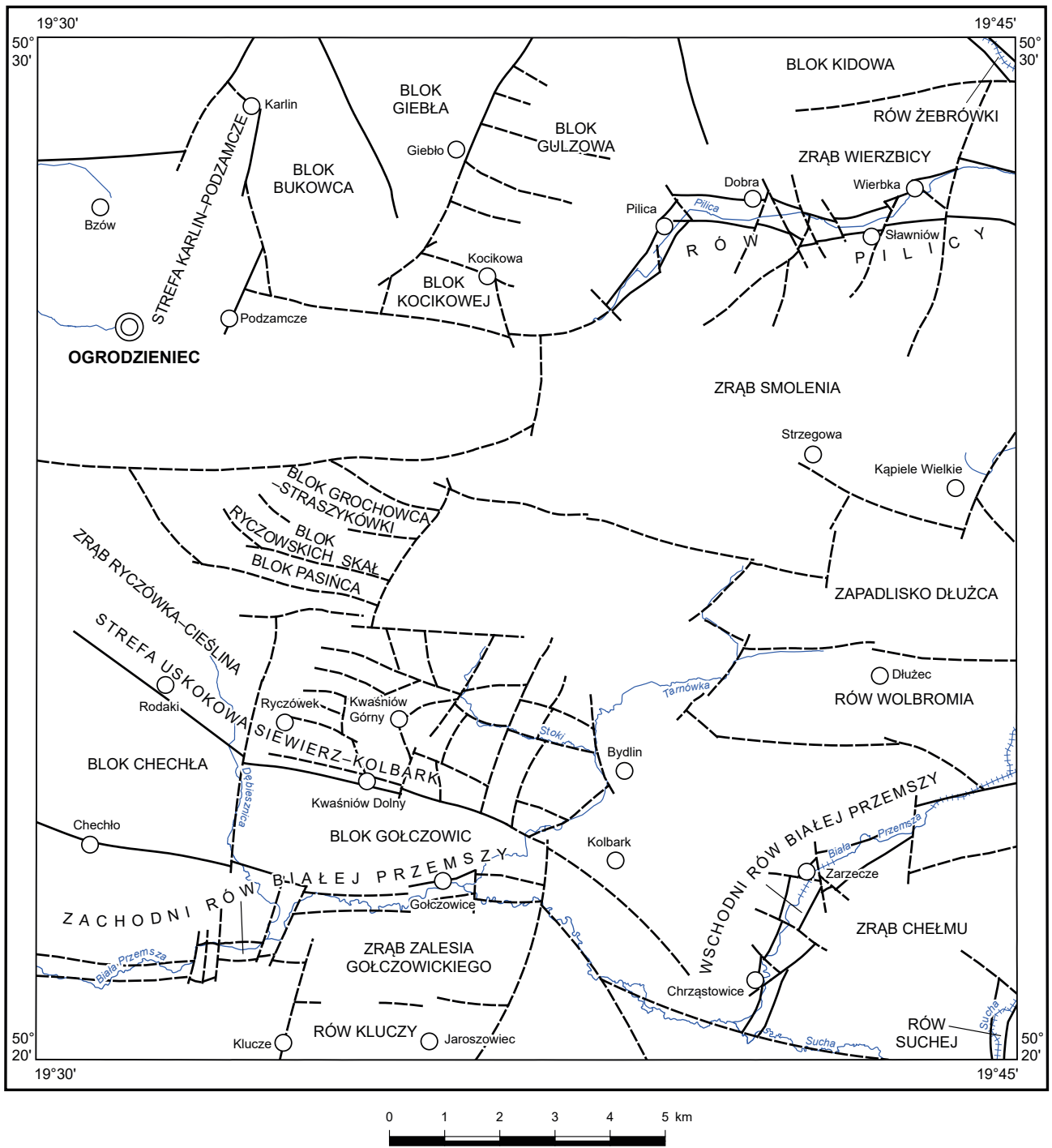
Oszacowanie wieku uskoków jest trudne. Wynika to z bardzo ograniczonego przestrzennie zasięgu utworów kredy oraz niemal całkowitego braku utworów paleogenu i neogenu (występują wyłącznie w jaskiniach). Wysoce prawdopodobnym jest, że gęsta sieć uskoków o orientacji WNW–ESE (azymut linii uskokowej 95–120°) i prostopadłych do nich SSW–NNE (azymut linii uskokowej 10–30°) powstała lub uległa reaktywacji w wyniku ruchów młodoalpejskich (Bednarek i in., 1978). Uskoki zespołów NNW–SSE, WSW–ENE, NW–SE i SW–NE są przypuszczalnie starsze i mogły powstać w czasie ruchów fazy laramijskiej, nie można jednak rozstrzygnąć, czy reprezentują one kilka epizodów tektonicznych w trakcie jednej fazy orogenicznej, czy kilka odrębnych faz (Dżułyński, 1953).

Na obszarze arkusza Ogrodzieniec wyróżniono kilkanaście jednostek o charakterze bloków, rowów i zrębów (fig. 2). W północno-wschodnim narożu obszaru arkusza występuje wąska (szerokość 200,0–500,0 m), asymetryczna struktura o charakterze rowu tektonicznego – rów Żebrówki (Górka, Pasternak, 2021). Rów Żebrówki wypełniony jest utworami kampanu i przykryty osadami holoceniowymi. Struktura ta charakteryzuje się zmiennym przebiegiem. W granicach badanego terenu ma orientację NW–SE, nieco dalej w kierunku wschodnim W–E, a jeszcze dalej na wschód jej orientacja zmienia się na N–S.

Zachodni uskok rowu Żebrówki ogranicza dwie jednostki o charakterze zrębowym: zrąb Wierzbicy i blok Kidowa. Zrąb Wierzbicy osiąga maksymalnie 2 km szerokości. Od południa jego zasięg wyznacza rów Pilicy, a od północy ograniczony jest uskokiem oddzielającym go od bloku Kidowa. Blok Kidowa jest nieznacznie obniżony (o kilka do kilkunastu metrów) w stosunku do zrębu Wierzbicy i kontynuuje się na północ poza granice obszaru arkusza Ogrodzieniec.

Na zachód od zrębu Wierzbicy i bloku Kidowa można wyróżnić kilka jednostek tektonicznych, które kontynuują się w kierunku północnym na obszar sąsiedniego arkusza. Pierwszą z tych jednostek jest blok Gulzowa zbudowany z utworów formacji pileckiej zapadających w kierunku wschodnim. Blok Gulzowa od zachodu ograniczony jest uskokiem antytetycznym, który oddziela go od bloku Giebla. Uskok ten został rozpoznany przez Sujkowskiego (1934), Kowalskiego (1948) i Marciniowskiego (1974). W morfologii terenu zaznaczają się tu uskoki o orientacji około 110°, prostopadłe do uskoku głównego (rozdzielającego bloki Giebla i Gulzowa) (tabl. II). Są one także dobrze czytelne w obrazie kartograficznym. Uskoki te zrzucają na przemian skrzydła północne i południowe (wielkość zrzutu wynosi 20–30 m), wyznaczając tym samym system niewielkich rowów i zrębów wygasających w kierunku wschodnim (Bednarek i in., 1978).

Blok Giebla ograniczony jest od wschodu i zachodu uskokiemi zrzucającymi go o kilkadziesiąt metrów (Bednarek i in., 1978). Uskok zachodni charakteryzuje się wyraźnym, prostoliniowym



— a Uskoki:
 - - - b a. pewne, b. przypuszczalne

Fig. 2. Szkic jednostek tektonicznych (Bednarek i in., 1978, zmienione)

przebiegiem (na długości około 3 km) i orientacją linii uskokuwej w azymucie około 150°, a wschodni – w azymucie 25–30°. Blok Giebła nachylony jest w kierunku północno-wschodnim i obniżony o około 50 m w stosunku do bloku Gulzowa, a 30–50 m w stosunku do bloku Bukowca.

W północnej części obszaru arkusza, kolejnym ku zachodowi, jest osiągnięta szerokość maksymalnie 2,4 km blok Bukowca. Za sprawą kilku uskoków przesuwczych blok Bukowca wyraźnie zwęża się w kierunku północnym. Uskoki te tworzą strefę, która biegnie w przybliżeniu południkowo od Karlina do Podzamcza (tzw. strefa uskokowa Karlin–Podzamcze (Bednarek i in., 1978)) i jest dobrze czytelna w morfologii terenu – wciną się w nią dolina o stosunkowo stromych zboczach i długości około 5 km. Opisywana strefa dzieli się na trzy odcinki o orientacji SSW–NNE (azymut linii uskokowej zawiera się w przedziale 10–15°), kulisowym układzie i długości 1,5 km każdy (Bednarek i in., 1978). Po zachodniej stronie strefy uskokowej Karlin–Podzamcze występuje wyniesiony obszar o charakterze dwóch zrębów. Zręby rozdziela uskok przesuwczy o azymucie linii uskokowej 20–25°, który w rejonie Karlina łączy się ze strefą uskokową Karlin–Podzamcze.

Na południe od bloków Giebła i Gulzowa znajduje się blok Kocikowej. Uskok ograniczający go od zachodu jest przedłużeniem uskoku rozdzielającego sąsiednie bloki Giebła i Gulzowa.

W północno-wschodniej części terenu badań, na południe od zrębu Wierzbicy, zlokalizowana jest długa, wąska i asymetryczna struktura – rów Pilicy (Sujkowski, 1934). Rów Pilicy ma orientację w przybliżeniu równoleżnikową. Maksymalną szerokość rowu (około 1,5 km) odnotowano na obszarze arkusza Wolbrom, około 2 km na wschód od granicy arkusza Ogrodzieniec. W kierunku zachodnim rów ulega wyraźnemu zwężeniu. W rejonie miasta Pilica szerokość rowu wynosi około 300 m, tutaj też jego orientacja zmienia się z W–E na SW–NE (fig. 2). Jeszcze dalej na zachód orientacja rowu ponownie zmienia się na W–E, a struktura ulega dalszemu zwężeniu, aż do Woli Kocikowej, gdzie zanika przechodząc w uskok ograniczający od południa blok Kocikowej. Rów Pilicy jest dobrze czytelny w morfologii. Stanowi płaską, ograniczoną od północy i południa stromymi krawędziami dolinę, która wypełniona jest aluwiami. Od okolic Wierbki na wschód w dolinie tej zalegają utwory kampanu dolnego, których miąższość rośnie w kierunku wschodnim. Południowe i północne skrzydła rowu są zbudowane z wapieni oksfordu górnego.

Rów Pilicy (fig. 2) jest strukturą asymetryczną. Wynika to ze zróżnicowanej wielkości zrzutu wzdłuż powierzchni uskoków ograniczających go od północy i południa. W skrzydle południowym, w rejonie Sławniowa i Wierbki, łączny zrzut oszacowano na około 250 m. Wielkość zrzutu wzdłuż północnego obrzeżenia rowu jest wyraźnie mniejsza (Bednarek i in., 1978). Południowe skrzydło rowu Pilicy pocięte jest szeregiem poprzecznych uskoków antytetycznych o orientacji SSW–NNE (azymut linii uskokowej 20–30°) (fig. 2, tabl. II). Wzdłuż powierzchni uskokowych zrzucone są skrzydła zachodnie, a wielkość zrzutu wynosi kilkadziesiąt metrów. Geometria omawianych uskoków sprawia, że na powierzchni odsłaniają się kilkakrotnie skały tych samych wydzieleni litostratygraficznych.

Na wspomnianych uskokach rozwinęły się asymetryczne, strome od strony wschodniej (obsekwentne) i połogie od zachodu (konsekwentne) zbocza dolin.

Rozległy obszar położony na południe od rowu Pilicy określany jest mianem zrębu Smolenia (fig. 2) (Bukowy, 1968). Struktura ta kontynuuje się w kierunku wschodnim na obszar arkusza Wolbrom, a od południa ograniczona jest przez zapadlisko Dłużca. W części zachodniej zrąb Smolenia dzieli się na szereg bloków, które zachowują pozycję wyniesioną w stosunku do otaczających je struktur.

Obszar pomiędzy zrębem Smolenia na północy, a rowem Wolbromia na południu określony został mianem zapadliska Dłużca (fig. 2) (Bednarek i in., 1978). Od południa zapadlisko ogranicza uskoczek o orientacji około 280° , który ciągnie się od Dłużca do rejonu Krzywopłotów i zrzuca skrzydło północne o około 70 m. Zapadlisko wznosi się stopniowo w kierunku północnym prawdopodobnie za pośrednictwem szeregu drobnych uskoków. Zachodnie granice zapadliska wyznacza seria uskoków o orientacji $190\text{--}220^\circ$.

Na południe od zapadliska Dłużca występuje, osiągający miejscami szerokość ponad 2 km, asymetryczny rów Wolbromia (fig. 2), który kontynuuje się na wschodzie na obszar arkusza Wolbrom (Bukowy, 1968). Rów ograniczony jest uskokami północnym i południowym. Wielkość zrzutu wzdłuż powierzchni uskoku południowego przekracza 100 m, wzdłuż uskoku północnego jest mniejsza. Od strony zachodniej rów ogranicza seria uskoków o orientacji SW–NE, a sam rów zanika w kierunku południowo-zachodnim. We wschodniej części rowu Wolbromia pojawiają się osady kredy dolnej (alb).

Kolejnym ku południowi elementem tektonicznym jest rów tektoniczny, wzdłuż którego biegnie dolina Białej Przemszy i który określono mianem wschodniego rowu Białej Przemszy (fig. 2). Struktura ta osiąga szerokość do około 1,2 km, a jej przebieg jest bardzo podobny do przebiegu rowu Pilicy. W części wschodniej ma on orientację w przybliżeniu równoleżnikową, w kierunku zachodnim przyjmuje orientację początkowo SW–NE, a następnie SSW–NNE (fig. 2, tabl. II). W kierunku południowo-zachodnim rów wyraźnie się zwęża, aż w rejonie Chrzęstowic zanika na uskoku o orientacji WNW–ESE.

Znajdujący się dalej w kierunku południowym zrąb Chełmu (Bukowy, 1968), stanowi wyniesiony obszar i podobnie jak wspomniane wyżej rowy, kontynuuje się w kierunku wschodnim (fig. 2). Na powierzchni zrębu odsłaniają się wapienie płytowe oksfordu górnego (tab. II), które budują tu wzniesienia osiągające wysokość 50,0–60,0 m powyżej den współczesnych dolin, a w części wschodniej (poza terenem badań) nawet 100,0 m ponad dnem doliny. Od południa zrąb Chełmu ograniczony

jest wąskim rowem o orientacji WNW–ESE, w obrębie którego rozwinęła się dolina Suchej. W kierunku zachodnim zrąb Chełmu przechodzi w serię mniejszych bloków o mozaikowym układzie.

Na południe od rejonu Hutek-Kanek, przez Rodaki, Ryczówek, Kwaśniów Dolny, Cieślin i Kolbark biegnie strefa uskokowa stanowiąca fragment strefy uskokowej Siewierz–Kolbark (Bednarek, 1974) (fig. 2). Ma ona charakter wyraźnego uskoku o zrzuconym skrzydle południowym i wyniesionym skrzydle północnym, w którym odsłaniają się utwory triasu górnego (Bednarek i in., 1978). Opisywana strefa dyslokacyjna kontynuuje się w kierunku zachodnim aż do okolic Siewierza i Brudzowic. W części zachodniej, między Rodakami a zachodnimi granicami obszaru arkusza, ma ona orientację NW–SE (fig. 2, tabl. II). W rejonie przecięcia z uskokiem oddzielającym bloki Chechła i Gołczowic orientacja tej strefy zmienia się na W–E i kontynuuje się na odcinku około 4 km. Na tym odcinku wielkość zrzutu wynosi 150,0–170,0 m. W rejonie Kolbarka przebieg strefy uskokowej Siewierz–Kolbark ponownie zmienia się na NW–SE.

Na południe od strefy uskokowej Siewierz–Kolbark zlokalizowane są dwa asymetryczne bloki z dobrze zaznaczonym w morfologii skrzydłem północnym, które rozdziela uskok o południkowym przebiegu wykorzystywany przez dolinę Dębiesznicy (fig. 2). Omawiane bloki wznoszą się kilkoma stopniami w kierunku południowym. W bloku Gołczowic zaznaczają się trzy takie stopnie o łącznym zrzucie 110,0–130,0 m. Uskoki poprzeczne zrzucają zwykle skrzydła wschodnie. Asymetria bloków Chechła i Gołczowic powoduje, że na południowych peryferiach tracą one charakter rowów i przechodzą stopniowo w struktury wyniesione (Bednarek i in., 1978).

Na południe od bloków Gołczowic i Chechła występuje obniżony obszar, wzdłuż którego kontynuuje się ku zachodowi dolina Białej Przemszy. Jest to rów tektoniczny, który autor określił mianem zachodniego rowu Białej Przemszy (fig. 2). Struktura ta ma w przybliżeniu orientację równoleżnikową. Na odcinku około 5 km (między Kluczami i Kolbarkiem) jest wyraźnie przesunięta na północ, stanowiąc północne obrzeżenie zrębu Zalesia Gołczowickiego z wyniesionymi utworami dewonu, które eksploatowane są w kamieniołomie Stare Gliny (fig. 2, tabl. II). Na południe od zrębu Zalesia Gołczowickiego występuje kolejne obniżenie o założeniach tektonicznych – rów Kluczy.

Na północ od bloku Gołczowic i na zachód od rowu Wolbromia zlokalizowana jest seria niewielkich bloków porozcinanych gęstą siecią uskoków o orientacji WNW–ESE i SSW–NNE (azymut linii uskokowych odpowiednio 285° i 20°) (fig. 2, tabl. II). Jest to obszar o charakterze zrębowym, w którym zrzucone są północne skrzydła uskoków, a wielkość zrzutu wynosi 30,0–40,0 m (Bednarek i in., 1978).

W części środkowo-zachodniej, na północ od bloku Chechła występuje jeszcze jedna wyniesiona struktura. Jest to asymetryczny zrąb Ryczówka–Cieślina (fig. 2) o wyraźnie zaznaczonym w morfologii skrzydle południowym i słabo wyrażonym skrzydle północnym (Bednarek i in., 1978).

Pomiędzy zrębami Smolenia i Ryczówka–Cieślina występuje kilka podłużnych, wąskich bloków z odsłaniającymi się na powierzchni wapieniami skalistymi. Od południa w kierunku północnym są to: blok Pasińca, Ryczowskich Skał i Grochowca–Straszykówki. Bloki te są przechylone, a w relacji do zrębu Ryczówka–Cieślina nieco obniżone. Ich grzbiety są porozcinane wąskimi dolinkami biegnącymi w azymucie 95–105°. Północne skłony grzbietów są na ogół łagodne, południowe zaś strome i urwiste. Budujące je wapienie zapadają ku północy, a wartości upadów wynoszą od kilku do kilkunastu stopni (Bednarek i in., 1978). Można wnioskować, że występuje tu seria równoleżnikowych uskoku antytetycznych, które zrzucając skrzydła południowe, wychylają poszczególne bloki ku północy.

Północno-zachodni i południowo-zachodni obszar arkusza Ogrodzieniec są nieco słabiej zaangażowane tektonicznie. Dyslokacje nie są tu tak dobrze czytelne w morfologii, jak w pozostałej części obszaru badań, a pojedyncze uskoki można wyinterpretować z nielicznych przesłanek. Ponadto orientacja struktur stwierdzonych w tej części obszaru arkusza w mniejszym stopniu nawiązuje do dominujących kierunków strukturalnych.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi utworami stwierdzonymi na obszarze arkusza Ogrodzieniec są metamułowce, metapiaskowce, łupki i iłowce (tab. 2). Utwory te uznano za flisz ediakarski, który poddany był procesom metasomatozy (Buła, Żaba, 2005).

Piaskowce i mułowce kambru powstawały w zbiorniku morskim o bardzo nierównym dnie. Tłumaczyłoby to brak utworów kambru w profilach większości otworów wiertniczych. Brak osadów kambru, a także ordowiku i syluru może świadczyć o intensywnych procesach denudacyjnych podczas orogenezy kaledońskiej.

We wczesnym dewonie sedymentacja nosiła cechy środowiska wód płynących o słabej zdolności transportu. Pojawienie się piaskowców kwarcytowych w utworach piaskowcowo-mułowcowych może świadczyć o okresowym wzroście siły transportu, a obecność w opisywanych utworach szarych łupków z fragmentami roślin może świadczyć o depozycji w wodach stagnujących lub w strefach charakteryzujących się bardzo słabym przepływem (Alexandrowicz, 1970).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy — ${}_t Q_h$	Akumulacja bagienna
				Namuły, mułki den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — ${}_{nm}^f Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna, rzeczna i w zagłębieniach bezodpływowych
			Namuły torfiaste — ${}_{nr} Q_h$	Wypełnienie obniżzeń osadami mineralno-organicznymi	
			Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki — ${}_{pż}^f Q_h^{(I)}$	Akumulacja rzeczna w dolinach	
			Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki — ${}_{p}^f Q_h^{(II)}$	Akumulacja i erozja rzeczna	
			Namuły pyłowate i lessy deluwialne — ${}_{npy}^d Q$	Namywanie pyłów ze stoków i akumulacja w obniżeniach; okresowo akumulacja rzeczna	
			Piaski pyłowate deluwialne — ${}_{ppy}^d Q$	Erozja i akumulacja rozmytych osadów w dolnych partiach stoków i w wąskich dolinkach	
			Piaski i gliny deluwialne — ${}_{pg}^d Q$	Erozja i akumulacja rozmytych osadów u podłoża stoków	
			Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p}^e Q^{(w)}$	Akumulacja eoliczna, powstawanie wydm	
			Piaski eoliczne — ${}_{p}^e Q$	Deflacja i akumulacja eoliczna	
P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c i e n i e n i e p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c i e n i e W i s ł y		Lessy — ${}_l Q_{p^4}^B$	Akumulacja eoliczna
				Piaski i żwiry rzeczno-peryglacialne — ${}_{pż}^{f-pg} Q_{p^4}^B$	Rozwój procesów w strefie peryglacialnej; soliflukcja, denudacja na wierzchołkach i akumulacja na stokach
	Z l o d o w a c i e n i e n i e ś r o d k o w o p o l s k i e	Z l o d o w a c i e n i e W a r t y		Piaski rzeczne — ${}_p Q_{p^3}^W$	Akumulacja rzeczna, rozwój rzek roztokowych
			Z l o d o w a c i e n i e O d r y		Piaski wodnolodowcowe — ${}_{p}^{fg} Q_{p^3}^O$
		Z l o d o w a c i e n i e n i e p ó ł d n i o w o p o l s k i e		Iły i mułki — ${}_{im}^b Q_{p^2}$	Akumulacja jeziorno-lodowcowa w obniżeniach
			Piaski wodnolodowcowe — ${}_{p}^{fg} Q_{p^2}$	Akumulacja wodnolodowcowa	
		P l e j s t o c e n d o l n y		Żwiry i bruki — ${}_{zbk} Q_{p^0}$	Intensywne procesy wietrzeniowe, wietrzenie mrozowe; erozja i akumulacja rzeczna, wcinanie się dolin rzecznych

Paleogen– czwartorzęd				Brekcje, gliny, namuły (osady jaskiniowe) — bcPg–Q	Rozwój procesów krasowych; wietrzenie chemiczne w wilgotnym i gorącym klimacie; nawiewanie i namywanie osadów do jaskiń
Kreda	Kreda górna	Kampan	Kampan dolny	Wapienie margliste i opoki z czertami — wmeCr _{cp1} Margle ilaste — meicr _{cp1}	Akumulacja głębokomorska, krótkotrwałe okresy wypłyceń Akumulacja głębokomorska
		Santon		Wapienie margliste glaukonitowe i margle glaukonitowe — wmeGkCr _{st}	Pogłębianie się zbiornika morskiego; akumulacja osadów w strefie nerytycznej
	Kreda dolna	Alb		Piaski i piaskowce — ppcCr _{al}	Regionalna transgresja morska; akumulacja piasków plażowych
Jura	Jura górną	Oksford	Oksford górną	Wapienie skaliste (wapienie skaliste górne) — wskJ ₀₃ Wapienie kredowate – formacja pilecka — wkJ ₀₃ Margle – formacja pilecka — meJ ₀₃ Wapienie płytowe (wapienie wlbromskie) — wplJ ₀₃ Wapienie płytowe (górną) – formacja pilecka — wpl2J ₀₃ Wapienie skaliste – formacja pilecka — wskJ ₀₃ Wapienie pylaste (górną) – formacja pilecka — wpy2J ₀₃ Wapienie detrytyczne (wapienie detrytyczne z Chechła) — wdtJ ₀₃ Wapienie (wapienie zarzeczańskie) — wJ ₀₃ Wapienie płytowe (dolne) – formacja pilecka — wpl1J ₀₃ Wapienie pylaste (dolne) – formacja pilecka — wpy1J ₀₃ Wapienie nierozdzielone – formacja pilecka — wJ ₀₃ Wapienie skaliste z wkładkami wapieni kredowatych (wapienie smoleńskie) — wskwkJ ₀₃ Wapienie skaliste (wapienie skaliste główne) — wskJ ₀₃	Akumulacja węglanowa w otwartym, ciepłym zbiorniku morskim o szacunkowej głębokości 100–150 m; intensywny rozkwit raf koralowych, powstanie bioherm; niewielkie ruchy oscylacyjne poziomu morza
				Oksford środkowy–górny	

J u r a	Jura górna	Oksford	Oksford środkowy	Wapienie skaliste (wapienie skaliste dolne) — $wsk J_{o2}$	Akumulacja węglanowa w otwartym, ciepłym zbiorniku morskim o szacunkowej głębokości 100–150 m; intensywny rozkwit raf koralowych, powstanie bioherm; niewielkie ruchy oscylacyjne poziomu morza
			Oksford dolny- środkowy	Wapienie margliste (gąbkowo-tuberolitowe) z przeławieniami margli (scyfiowych) — $wme J_{o1-2}$	
			Oksford dolny	Wapienie (gąbkowo-tuberolitowe) z przeławie- niami margli (scyfiowych) — $w J_{o1}$	
	Jura środkowa- górną	Kelowej-oksford	Kelowej – oksford dolny	Margle i wapienie margliste — $me J_{cl-o1}$ Margle glaukonitowe i wapienie piaszczyste — $meGk J_{cl-o1}$	Akumulacja węglanowa w zbiorniku zasiedlonym przez liczne organizmy, głównie głowonogi
	Jura środkowa	Bajos-baton	Bajos górną-baton	Iły, piaski, piaskowce i zlepieńce żelaziste – formacja częstochowskich ilów rudonośnych — $ip J_{bj3-bt}$	Transgresja morska i akumulacja początkowo w strefie litoralnej (zdominowana przez materiał dostar- czany z lądu), następnie pogłębienie zbiornika sedymencyjnego i ograniczenie dostawy materiału terygenicznego
Bajos		Bajos dolny	Piaski i piaskowce żelaziste (warstwy kościeliskie (?)) — $ppcFe J_{bj1}$		
Jura dolna	Pliensbach-toark?		Iłowce, mułowce, żwiry, piaski, kwarcyty i zlepieńce kwarcytowe (warstwy blanowickie (?)) — $icmc J_{pl-to}$	Akumulacja lądowa w rzekach i rozlewiskach oraz w środowisku bagiennym i limnicznym	
T r i a s	Trias górny	Kajper		Iłowce i mułowce z przeławieniami piaskowców i zlepieńców, lokalnie z wkładkami brekcji węglanowych — $icmc T_k$	Akumulacja brakiczna w rzekach i płytkich rozlewiskach oraz na równinie mułowcowej typu playa
	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Dolomity (dolomity diploporowe) — $do T_w$ Dolomity (dolomity kruszconośne) (warstwy olkuskie) — $do T_w$ Wapienie i margle (warstwy gogolińskie) — $wme T_w$	Akumulacja węglanowa w płytkim zbiorniku morskim o zmiennym zasoleniu; wynurzenie obszaru pod koniec wapienia muszlowego
	Trias dolny	Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górną	Margle dolomityczne, dolomity i wapienie – formacja lędzińska — $medo T_{p3}$	
			Pstry piaskowiec dolny i środkowy	Piaskowce, zlepieńce, iłowce i mułowce (warstwy świerklanieckie) — $pezc T_{p1+2}$	Erozja i akumulacja w płytkowodnych zbiornikach śródlądowych
Perm	Perm dolny	Czerwony spągowiec		Zlepieńce, piaskowce i iłowce — $zpc P_{cs}$	Intensywne wietrzenie i denudacja; akumulacja w zapadliskach przed- górkich i płytkowodnych zbiornikach śródlądowych
Karbon- perm				Granitoidy, porfiry i diabazy — $v\pi\beta C-P$	Procesy wulkaniczne, magmatyzm, ruchy górotwórcze

Karbon	Karbon dolny	Wizen		Mułowce, iłowce, łupki ilasto-piaszczyste, piaskowce, zlepieńce i wapienie — $_{mci}C_V$	Akumulacja morska w płytkiej strefie nerytycznej; wypiętrzenie obszaru w fazie sudeckiej orogenezy waryscyjskiej
Dewon	Dewon górny	Fran + famen		Dolomity, wapienie i margle — $_{dow}D_{fr+fa}$	Pogłębienie się basenu sedymentacyjnego, akumulacja węglanowa
	Dewon środkowy	Żywet		Dolomity i wapienie — $_{dow}D_{gt}$	Akumulacja węglanowa, biohermalna i biostromalna
	Dewon dolny			Piaskowce, mułowce i łupki ilaste — $_{pcmc}D_1$	Akumulacja w środowisku lądowym i wodnym o ograniczonym przepływie
Kambryj				Piaskowce i mułowce — $_{pcmc}C_m$	Akumulacja morska w zbiorniku o różnych głębokościach
Proterozoik	Neoproterozoik	Ediakar		Metamułowce, metapiaskowce, łupki i iłowce — $_{mmcm}P_{ted}$	Depozycja osadów pelagicznych w otwartym zbiorniku morskim

Na przełomie wczesnego i środkowego dewonu na obszar śląsko-krakowski wkroczyło morze (Pajchłowa, Miłaczewski, 1970). Sedymentacja osadów terygeniczných stopniowo była zastępowana przez sedymentację węglanową. W początkowej fazie transgresji materiał detrytyczny pochodził z niszczenia masywów staropaleozoicznych. W wyniku pogłębiania się zbiornika, sedymentacja okruczowa ustała, ustępując miejsca sedymentacji węglanowej (dolomity i wapienie). Część utworów dewonu środkowego wykazuje cechy typowe dla raf koralowych, ale u jego schyłku zanikają organizmy tworzące biostromy i biohermy, pojawiają się natomiast gatunki typowe dla nieco głębszych stref morskich (głównie głowonogi).

Utwory dewonu górnego są zapisem sedymentacji w środowisku morza szelfowego o zróżnicowanej morfologii dna i głębokościach nie przekraczających kilkuset metrów. W głębszych partiach deponowane były muły wapienne, a płytczny zasiedlone były przez bogate zespoły flory i fauny bentonicznej (Narkiewicz, 1978b).

W wizenie sedymentacja odbywała się w płytkiej strefie nerytycznej (Bojkowski, Bukowy, 1966). W otworach wiertniczych, w których nawiercono karbon, stwierdzono obecność głównie utworów detrytycznych (mułowców, iłowców oraz piaskowców i zlepieńców). Zaobserwowano również facje węglanowe (przyrafowe). Pod koniec wczesnego karbonu, w fazie sudeckiej orogenezy waryscyjskiej, obszar był wypiętrzony i stał się lądem.

Późny karbon i perm to okres wzmożonego wulkanizmu. W tym czasie powstały intruzje granitoidów i diabazów, nawiercone w rejonie Kocikowej i Strzegowej, które stwierdzono w obrębie utworów proterozoiku. Wiek tych utworów określono na późny karbon i perm (Wolska, 2012; Mikulski i in., 2019).

Przez cały perm obszar badań był lądem. Na skutek ruchów tektonicznych kilku faz górotwórczych uformował się tu grzbiet (Morawska, 1985), zbudowany głównie z utworów dewonu i starszego paleozoiku. Sedymentacja miała miejsca przeważnie u podnóży wyniesionego obszaru – tworzyły się facje osadów charakterystyczne dla rowów przedgórskich – podrzędnie zaś sedymentacja odbywała się w płytkich zagłębieniach bezodpływowych i rozlewiskach. Takie lub zbliżone warunki sedymentacji utrzymywały się do końca wczesnego triasu.

U schyłku wczesnego triasu, pod koniec pstręgo piaskowca górnego, na opisywany obszar wkroczyło płytkie morze (Senkowiczowa, 1970), w którym początkowo osadzały się piaski, następnie margle z wkładkami ilów, wreszcie dolomity i wapienie.

W środkowym triasie (niewykluczone, że już pod koniec wczesnego triasu) wyniesienie powstałe w późnym paleozoiku zostało w całości przykryte osadami. Sedymentacja utworów wapienia muszlowego miała miejsce w strefie szelfu. W wyniku wzrostu zasolenia w obrębie zbiornika sedymentacyjnego, wapienie zostały zastąpione dolomitami. Pod koniec środkowego triasu zbiornik uległ spłyceniu, a w późnym triasie obszar został wynurzony. Sedymentacja odbywała się głównie na równiach mułowych (playa), w płytkich rozlewiskach, lokalnie zaś w środowisku rzeczonym. W gorącym klimacie jaki wówczas panował mogły powstawać ewaporaty.

Na przełomie późnego triasu i wczesnej jury na opisywanym terenie wciąż panowały warunki lądowe. Utwory powstałe w tym czasie przypuszczalnie nie zachowały się. Według Pieńkowskiego (1988) na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej brak jest osadów liasu, co sugeruje silne procesy denudacyjne pod koniec liasu lub na początku jury środkowej. Z kolei Znosko (1955) opisał „glinki” eluwialne, które mogły powstawać w hetangu i/lub synemurze, jednak utwory te stwierdzono wyłącznie w formie okruchów tkwiących w osadach młodszych. W pliensbachu, przynajmniej w zachodniej części obszaru badań, płynęła rzeka. Powstały wówczas osady typowe zarówno dla rzecznych facji korytowych, jak i pozakorytowych równi zalewowych oraz środowisk bagienno-jeziornych. Być może część gruboziarnistych osadów rzecznych została zdeponowana także w toarku.

W bajosie miała miejsce transgresja morska. Sedymentacja zdominowana była na początku przez gruboziarniste osady terygeniczne (piaskowce i zlepieńce), następnie zdeponowane były osady o mniejszej frakcji. Można przyjąć, że sedymentacja odbywała się w strefie litoralnej, choć poziom wód ulegał częstym wahaniom, a dno zbiornika było bardzo nierówne. Osady bajosu i batonu były

bardzo bogate w związki żelaza. Brak najwyższych ogniów batonu może świadczyć o krótkiej regresji morskiej.

Na przełomie środkowej i późnej jury oraz w całym oksfordzie na obszarze arkusza Ogrodzieniec panowały warunki morskie. W keloweju do basenu sedymentacyjnego dostarczana była jeszcze niewielka ilość materiału detrytycznego, w rezultacie czego powstawały wapienie piaszczyste, jednocześnie jednak był to początek sedymentacji węglanowej. Obecność licznych głowonogów (głównie belemnitów, w mniejszym stopniu amonitów) oraz osadów marglistych w utworach keloweju, świadczy o stosunkowo szybkim pogłębieniu zbiornika i sedymentacji w strefie nieco głębszego morza. Przez cały oksford miała miejsce sedymentacja węglanowa w różnych strefach zbiornika morskiego, którego głębokość szacuje się na 100,0–150,0 m. Osady powstałe w tym czasie charakteryzują się bardzo dużą różnorodnością facjalną. Największy udział w profilu oksfordu stanowią biohermy. Lokalnie tworzyły się wapienie detrytyczne, znacznie rzadziej natomiast osady margliste.

Brak zapisu kopalnego z kimerydu i niemal całej wczesnej kredy ma prawdopodobnie związek z ruchami górotwórczymi fazy młodokimeryjskiej. Jedynie w rejonie Wolbromia zachowały się piaski i piaskowce albu, będące osadami przybrzeżnymi transgredującego morza. Kolejna luka stratygraficzna w zapisie kopalnym obejmuje całą niższą część późnej kredy. Świadczy to o tym, że po fazie młodokimeryjskiej niemal cały obszar badań był wyniesiony, a kredowe morze wkraczało jedynie na jego wschodnie fragmenty. W północno-wschodniej części obszaru arkusza, na wschód od Pilicy, występują morskie, margliste osady santonu i kampanu. Osiągają one niewielkie miąższości, które rosną w kierunku wschodnim. Utwory te zalegają na abrazyjnej powierzchni wapieni oksfordu, co świadczy o poprzedzającej ich sedymentację erozji.

W paleogenie i na początku neogenu na obszarze arkusza panował gorący i wilgotny klimat. Zachodziło intensywne wietrzenie chemiczne, w efekcie czego tworzyły się pokrywy zwietrzelinowe, zachodziły procesy glebotwórcze oraz krasowe. W tym czasie tworzyły się m.in. gliny typu *terra rossa*, które można odnaleźć w licznych jaskiniach znajdujących się na dokumentowanym obszarze. Jak sugeruje Różycki (1972) w pliocenie intensywna erozja usunęła pokrywy zwietrzelinowe, odsłaniając tym samym podłoże mezozoiczne.

Pod koniec pliocenu rozpoczęło się głębokie rozcinanie Wyżyny Śląsko–Krakowskiej rzekami płynącymi z północy na południe (Zuchiewicz, 2010). W efekcie tego procesu, we wczesnym plejstocenie, być może już u schyłku pliocenu, dna współczesnych dolin zostały wypełnione brukami i żwirami.

Zlodowacenia południowopolskie były jedynymi, podczas których lądolód dotarł na omawiany obszar. Według Różyckiego (1960) obszar Wyżyny Krakowsko–Częstochowskiej w tym czasie

stanowił „Jurajską Oazę Śródlądową”. Rozkład kierunków ruchu lądolodu podyktowany był obecnością głębokich, subsekwentnych dolin rzecznych. Obszar wyżyny, znajdujący się około 150–200 m powyżej otaczających go dolin, znalazł się w strefie ujemnego bilansu mas lodowych. W konsekwencji centralna część Jury Krakowsko-Częstochowskiej nie została pokryta lodem lub w jej obręb wniknęły jedynie lokalne jezory lodowcowe (Lewandowski, 2011).

Podczas zlodowaceń środkowopolskich badany obszar znalazł się poza zasięgiem lądolodu, który zatrzymał się kilkanaście kilometrów na północ od północnych granic obszaru arkusza. Na południowym zachodzie, w dolinie Praprzemszy, deponowane były piaski wodnolodowcowe i rzeczne, a u czoła kuesty jurajskiej – stożki napływowe o dużych miąższościach tworzące się przy udziale wód lodowcowych.

Zlodowacenie Wisły to czas występowania stepów na obszarach wyżynnych oraz bezleśnej tundry na nizinach (Lewandowski, 2015). Na obszarze arkusza, w warunkach peryglacialnych, zachodziły intensywne procesy, w których wyniku osady starszych zlodowaceń (głównie piaski wodnolodowcowe zlodowacenia Odry) poddane były przeróbce. Z obszaru występowania stożków napływowych, częściowo także z zasypanych dolin, piaski wywiewane były w kierunku północno-wschodnim, następnie deponowane, w północno-wschodniej i środkowo-wschodniej części terenu badań, na wyżynach wywiewane były lessy.

Od schyłku plejstocenu i w holocenie trwały procesy eoliczne. W wyniku uwolnienia wody gruntowej uwięzionej przez wieloletnią zmarzlinę doszło do uruchomienia procesów stokowych i gromadzenia się deluwiów u podnóży stoków oraz w płytkich, szerokich dolinkach. Po obniżeniu poziomu wód, rzeki zaczęły się wcinać pogłębiając doliny. W obrębie płaskich i rozległych dolin zaczęły tworzyć się torfowiska, których rozwój został zahamowany w wyniku osuszania terenu przez człowieka. Po okresie wzmożonej akumulacji w plejstocenie nastąpił kolejny etap erozji i denudacji.

IV. PODSUMOWANIE

W ramach prac terenowych na obszarze arkusza Ogrodzieniec dokonano przeglądu większości istniejących wyrobisk i odsłoneń. W terenie weryfikowano zasięg poszczególnych wydzieleń podłoża mezozoicznego, jak i granice wydzieleń czwartorzędowych (na podstawie obserwacji poczynionych w około 490 punktach dokumentacyjnych). Poza licznymi materiałami archiwalnymi do analiz przestrzennych wykorzystano również numeryczny model terenu oraz zdjęcia lotnicze.

W wyniku aktualizacji wprowadzono liczne zmiany w stratygrafii proterozoiku, paleozoiku, a także kredy i czwartorzędu badanego obszaru. Utwory, których wiek określony został pierwotnie

jako sylur i ordowik, reinterpretowano i określono jako proterozoiczne, powstałe w ediakarze. Z uwagi na bardzo szczegółowe opracowanie przez Bednarka i innych (1978) stratygrafii utworów triasu i jury, zwłaszcza oksfordu, podczas aktualizacji nie wprowadzano zasadniczych zmian w podziale litostratygraficznym tych utworów, dokonano wyłącznie uszczegółowienia zasięgu przestrzennego poszczególnych wydzieleń na mapie. Klasyfikację lito- i chronostratygraficzną utworów jury dolnej i środkowej dostosowano do poglądów przedstawianych w nowszych publikacjach. Do kilku zmian doszło w obrębie stratygrafii kredy. Zweryfikowano wiek utworów nawierconych w otworze 7, pierwotnie interpretowanych jako albskie, i określono go na santon i kampan dolny. W północno-wschodnim narożu arkusza stwierdzono występowanie utworów wyższego kampanu dolnego, które w poprzednim opracowaniu, ze względu na przesunięcia w obrębie cięcia arkuszowego, znajdowały się poza obszarem opracowania.

Największe zmiany zaszły jednak w obrębie wydzieleń czwartorzędowych. Dokonano znacznie bardziej szczegółowego podziału osadów zarówno plejstocęńskich, jak i holocęńskich, w efekcie czego ich liczba wzrosła ponad dwukrotnie. Stwierdzono również obecność osadów zlodowaceń południowopolskich, a nawet osadów preglacjalnych, których wcześniej nie stwierdzono.

Ze względu na kierunek przebiegu głównych struktur, miąższość osadów czwartorzędu oraz dobre rozpoznanie otworami wiertniczymi w południowo-zachodniej części obszaru arkusza zdecydowano się na częściową zmianę przebiegu linii przekroju, tak aby przekrój obejmował najbardziej miąższe osady czwartorzędowe. Wszystkie wprowadzone zmiany zostały uwzględnione na profilu syntetycznym oraz opracowanym po raz pierwszy syntetycznym profilu utworów czwartorzędowych.

Sosnowiec, 2019 r.

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., 1958 — Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.*, **2**, 1: 58–81.
- Alexandrowicz S.W., 1970 — Osady dolnego dewonu w Kluczach koło Olkusza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **40**, 1: 151–165.
- Alexandrowicz S.W., Heflik W., 1973 — Tufity ze zlepieńców myślachowickich okolic Olkusza. *Kwart. Geol.*, **17**, 3: 441–453.
- Alexandrowiczowa Z., 1962 — Piaski i formy wydymowe Pustyni Błędowskiej. *Ochr. Przyr.*, 28: 227–253.
- Barski M., Dembicz K., Praszkie T., 2004 — Biostratygrafia i paleośrodowisko środkowej jury z kamieniołomu Ogrodzieniec. *Tomy Jurajskie*, **2**: 61–68.
- Bednarek J., 1974 — Budowa geologiczna strefy wychodni górnourajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. Arch. Inst. Geol. Podst. UW (praca doktorska).

- Bednarek J., Kaziuk H., Zapaśnik T., 1978 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Ogrodzieniec, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Bednarek J., Haisig J., Wilanowski T., 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Pradła. Inst. Geol., Warszawa.
- Bilan W., 1969 — Characeae from Keuper sediments of the Kolbark district. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **39**, 1–3: 433–454.
- Bilan W., 1976 — Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Zeszyty Naukowe AGH*, 3: 4–76.
- Bogacz K., 1967 — Budowa geologiczna północnego obrzeżenia Rowu Krzeszowickiego. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 41.
- Bojkowski K., Bukowy S., 1966 — Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.*, **16**, 2: 201–228.
- Bukowy S., 1968 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wolbrom. Inst. Geol., Warszawa.
- Bukowy S., 1970 — Badanie podłoża jury na E i N od grzbietu dębnicko-siewierskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Oddz. Górnośl., Sosnowiec.
- Bukowy S., Siewniak A., 1963 — Profil kredy i jury w Wierbce koło Pilicy. *Kwart. Geol.*, **7**, 4: 605–619.
- Bukowy S., Ślósarz J., 1975 — Profil paleozoiku i mezozoiku w Smoleniu koło Pilicy. *Biul. Inst. Geol.*, 282.
- Buła Z., 1994 — Problemy stratygrafii i wykształcenia osadów starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Sosnowcu. Pr. Nauk. UŚl.*, 1431.
- Buła Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 171.
- Buła Z., Habryn R., 2008 — Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997 — Principal characteristics of the Upper Silesiac Block and Małopolska Block Border zone (southern Poland). *Geol. Mag.*, 133: 669–677.
- Buła Z., Żaba J., 2005 — Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim (J. Jureczka, Z. Buła, J. Żaba, red.)*. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa: 14–42.
- Buła Z., Żaba J., 2008 — Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). *Prz. Geol.*, **56**, 6: 473–480.
- Cyrek K. (red.), 2002 — Jaskinia Biśnik. Rekonstrukcja zasiedlenia jaskini na tle zmian środowiska przyrodniczego. Uniw. Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Cyrek K., Socha P., Stefaniak K., Madeyska T., Mirosław-Grabowska J., Sudoł M., Czyżewski Ł., 2010 — Palaeolithic of Biśnik Cave (southern Poland) within the environmental background. *Quatern. Inter.*, 220: 5–30.
- Cyrek K., Sudoł M., Czyżewski Ł.A., Osipowicz G., Grelowska M., 2014 — Middle Palaeolithic cultural levels from Middle and Late Pleistocene sediments of Biśnik Cave, Poland. *Quatern. Inter.*, 326–327: 20–63.
- Chorowska M., 1969 — Stratygrafia dewonu z Jaroszowca na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.*, **13**, 1: 60–66.
- Dadlez R., 1964 — Zarys stratygrafii liasu w Polsce zachodniej i jego korelacja z liasem Polski środkowej. *Kwart. Geol.*, **8**, 1: 122–144.
- Dadlez R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**.
- Dadlez R., 1972 — Lias. *W: Kamień Pomorski IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, 1: 15–23.

- Dadlez R., 1973 — Jura dolna. W: Budowa geologiczna Polski, 1, Stratygrafia, 2 – Mezozoik. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dembicz K., Praszkiar T. 2003 — Wykształcenie litofacjalne keloweju w rejonie Zawiercia. *Tomy Jurajskie*, **1**: 49–52.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., 1935 — Arkusz Grodziec (objaśnienia). Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., 1955 — Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:50 000 – mapa bez utworów czwartorzędowych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., 1959a — Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000, wyd. A – Mapa stratygraficzna. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., 1959b — Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000, wyd. C – Mapa strukturalna. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., 1960 — Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000, wyd. B – Mapa stratygraficzna bez utworów czwartorzędowych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., Różycki S.Z., 1949 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kraków, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., Różycki S.Z., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kraków, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dulias M. 1997 — Późnoglacialny i holoceniński rozwój pokryw pyłowo-piaszczystych w południowej części Wyżyny Częstochowskiej. *Geogr. Studia et Disert.*, 21.
- Dżułyński S., 1952 — Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **21**, 2: 125–180.
- Dżułyński S., 1953 — Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, **3**, 3: 325–440.
- Ekiert F., 1971 — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **66**.
- Głazek J., Szyrkiewicz A., 1980 — Kras między Pilicą a Wartą i jego praktyczne znaczenie. Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Bełchatów. Wyd. Geol., Warszawa: 84–99.
- Głazek J., Wierzbowski A., 1972 — W sprawie rzekomej transgresji kimerydy na Wyżynie Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 1: 45–70.
- Goc E., 1964 — Charakterystyka hydrogeologiczna jury rejonu Wolbrom-Kraków i możliwości wykorzystania wód podziemnych. Maszynopis. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Górnośl., Sosnowiec.
- Goc E., Pałys J., Kotlicka G, Rózkowski A., 1962 — Mapa hydrogeologiczna GZW 1:100 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Górka K., Pasternak M., Żaba M., 2021 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wolbrom – reambulacja. Państw. Inst. Geol. -PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Górka K., Pasternak M., 2021 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wolbrom – reambulacja. Państw. Inst. Geol. -PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gruszczuk A., Paulo A., 1976 — Strefa przejściowa w utworach węglanowych triasu obszaru Olkusza. *Kwart. Geol.*, **20**, 4: 737–750.
- Harańczyk C., 1982a — Krakowidy jako górotwór kaledoński. *Prz. Geol.*, **30**, 11: 575–581.
- Harańczyk C., 1982b — Nowe dane do poznania kaledońskiego górotworu Krakowidów. Przew. 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wyd. Geol., Warszawa.
- Harańczyk C., 1994 — Kaledońskie krakowidy jako górotwór transpresyjny. *Prz. Geol.*, **42**, 11: 893.

- Heliasz Z., Lewandowski J., Liszkowski J., 2015 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żarki. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Jachowicz M., 1994 — O występowaniu mikroskamieniałości grupy Acritarcha w utworach starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Prz. Geol.*, **42**, 8: 631–637.
- Jachowicz M., 1995 — Opracowanie stratygrafii starszego paleozoiku na NE obrzeżeniu GZW w oparciu o badania mikropaleontologiczne Acritarcha. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Oddz. Górnośl., Sosnowiec.*
- Jakubowski Z., 1977 — Rozwój sedimentacji w dolnej jurze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i pozycja stratygraficzna osadów gruboklastycznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **47**, 4: 585–604.
- Jarmołowicz-Szulc K., 1985 — Badania geochronologiczne K-Ar skał magmowych północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Kwart. Geol.*, **29**, 2: 343–354.
- Jarrin J., Nieć M., 1993 — Application of the ore accumulation coefficient to the interpretation of the structure of MVT Zn-Pb ore deposit (Rodaki-Rokitno Szlacheckie deposit, Poland). *Kwart. Geol.*, **37**, 2: 189–208.
- Jurkiewiczowa I., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 200: 5–132.
- Kasprowska-Nowak K., 2013 — Ewolucja środowiska Jaskini Biśnik (Wyżyna Krakowsko-Częstochowska). *Prądnik. Pr. i Mat. Muzeum im. W. Szafera, Ojców*, 23: 149–176.
- Kaziuk H., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kraków, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Kaziuk H., 1985 — Osady czwartorzędowe Pustyni Błędowskiej (maszynopis). Akad. Gór.-Hut., Kraków.
- Kaziuk H., Bednarek J., Zapaśnik T., 1978 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ogrodzieniec. Inst. Geol., Warszawa.
- Kaziuk H., Lewandowski J., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kraków, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Kopik J., 1998 — Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 378: 67–130.
- Kotlicki S., 1967 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zawiercie. Inst. Geol., Warszawa.
- Kowalski W.C., 1948 — Szkic geologiczny utworów kredowych w okolicy Solcy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 51.
- Kozioł S., 1952 — Budowa geologiczna Pustyni Błędowskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 393–416.
- Krajewski M., Matyszkiewicz J., 2009 — Upper Jurassic deposits in the Częstochowa Upland. W: Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes, palaeoenvironments and protection (K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha, red.). Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, Sosnowiec, Wrocław, **56**: 37–56.
- Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1974 — Studium mineralogiczno-petrograficzne kenozoicznych osadów lądowych Wyżyny Krakowskiej. *Pr. Miner. Pol. Akad. Nauk*, 35.
- Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1975 — Opracowanie zespołu minerałów ciężkich dla utworów piaszczystych ark. Ogrodzieniec 1:50 000. Maszynopis. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Oddz. Górnośl., Sosnowiec.
- Krzykawski T., Szopa K., 2016 — Analiza minerałów ciężkich oraz analiza petrograficzna wybranych próbek skał osadowych dla arkusza Zawiercie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Krzyżkiewicz J., 1952 — Czwartorzęd doliny Białej Przemszy pod Gołczowicami. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 68.
- Kurek S., Paszkowski M., Preidl M., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jaworzno. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Kurek S., Preidl M., 1992 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Olkusz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kurcz A., 1968 — Stratygrafia i sedymentacja keloweju i oksfordu okolic Rodaków. Arch. Inst. Geol. Podst. UW (praca magisterska), Warszawa.
- Kwapisz B., 1982 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczekociny. Inst. Geol., Warszawa.
- Kwaśniewicz M., 1948 — Zasoby piasku na Pustyni Błędowskiej. *Prz. Górn.*, **4**, 35.
- Latałowa M., 1976 — Diagram pyłkowy osadów późno glacialnych i holocenijskich z torfowiska w Wolbromiu. *Acta Paleobot.*, **17**, 1: 55–80.
- Leonowicz P., 2013 — The significance of mudstone fabric combined with palaeoecological evidence in determining sedimentary processes – an example from the Middle Jurassic of southern Poland. *Geol. Quart.*, **57**, 2: 243–260.
- Lewandowski J., 1982 — Zasięg lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 337.
- Lewandowski J., 1987 — Zlodowacenie Odry na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 31: 247–312.
- Lewandowski J., 1988 — Stratygraphy of Quaternary deposits of the Silesian Upland and surrounding area (Southern Poland). *Tentative Compilation. Quatern. Stud. in Poland*, 8: 73–78.
- Lewandowski J., 1993 — Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. *Folia Quatern.*, 64: 101–121.
- Lewandowski J., 1994 — Pokrywy fluwioperylacjalne Wyżyny Częstochowskiej. *Prz. Geol.*, **42**, 12: 1009–1013.
- Lewandowski J., 1996 — Główne czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego. *Acta Geogr.*, 71: 131–146.
- Lewandowski J., 2005 — Neotectonic structures of the Upper Silesian Region, Southern Poland. *Stud. Quatern.*, 24: 21–28.
- Lewandowski J., 2009 — Cenozoic development of the Częstochowa Upland – disputable problems. W: Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes: paleoenvironments and protection (K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha, red.). *Studies of the Faculty of Earth Sciences*, 56: 57–67.
- Lewandowski J., 2011 — Jurajska oaza śródlądowa w świetle badań ostatniego półwiecza. *Prz. Geol.*, **59**, 11: 732–738.
- Lewandowski J., 2015 — Kenozoik regionu śląsko-krakowskiego. Wyd. UŚl., Katowice.
- Lewandowski J., Ciesielczuk J., 1997 — Przyczynek do poznania regalitów krasowych Wyżyny Śląskiej. *Geologia*, 14: 139–152.
- Lewandowski J., Kaziuk H., 1982 — Ewolucja kopalnej sieci rzecznej regionu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.*, **26**, 1: 177–189.
- Lewandowski J., Zieliński T., 1988 — Środkowopolejstocenijskie osady dolin regionu górnośląskiego – dorzecze Przemyśły. Wyd. UŚl., Katowice: 48–66.
- Lewandowski J., Zieliński T., 1990 — Wiek i geneza osadów kopalnej doliny Białej Przemyśły (Wyżyna Śląska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 364: 97–126.
- Lewiński J., 1914 — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemyśły. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, 7.
- Lindner L., 1967 — Lessy dorzecza Uniejówki. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3: 463–394.
- Lis J., Wójcik Z., 1960 — Triasowa brekcja kostna i kras kopalny w kamieniołomie Stare Gliny pod Olkuszem. *Kwart. Geol.*, **4**, 1: 55–74.

- Łempicki M., 1891 — Geognostische und Bergbaukarte des Oberschlesisch-Polnischen Steinkohlenbeckens 1:500 000. Petersburg.
- Majewski S., 1972 — Dolny karbon w Jaroszowcu koło Olkusza. *Kwart. Geol.*, **16**, 1: 87–95.
- Malicki A., 1961 — The loesses of the Miechów Upland. VIth INQUA Congress Buide-book. From the Baltic to the Tatras. Part 3. South Poland, Warszawa.
- Malinowska L., 1978 — Podziały biostratygraficzne górnej jury Polski pozakarpaciej. *Kwart. Geol.*, **22**, 2: 309–320.
- Małeckie J., 1952 — Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych na arkuszu Ogrodzieniec 1:25 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Marcinowski R., 1974 — The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1: 117–220.
- Markowiak M., 2015 — Charakterystyka mineralizacji kruszcowej na tle przeobrażeń termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarek-Kotowic. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 203: 1–74.
- Matyja B.A., Głowniak E., 2003 — Następstwo amonitów dolnego i środkowego oksfordu w profilu kamieniołomu w Ogrodzieńcu i ich znaczenie biogeograficzne. *Tomy Jurajskie*, 1: 53–58.
- Matysik M., 2014 — Sedimentology of the „ore-bearing dolomite” of the Kraków-Silesia region (Middle Triassic, southern Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 84: 81–112.
- Matyszkiewicz J., 2001 — Rola obszaru krakowskiego w sedymentacji osadów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Prz. Geol.*, **49**, 8: 724–727.
- Matyszkiewicz J., Gadomska A., Porębska E., 2001 — Górnourajskie budowle węglanowe rejonu Ogrodzieńca. *Zesz. Nauk. AGH Kwart. Geol.*, 27: 219–241.
- Mikulski S. Z., Speczik S., 2010 — Projekty wierceń za rudami metali – nowe perspektywy poszukiwawczo-badawcze w Polsce. Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, 79: 97–109.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., Markowiak M., 2019 — Carboniferous-Permian magmatism and Mo-Cu (W) mineralization in the contact zone between the Małopolska and Upper Silesia Blocks (south Poland): an echo of the Baltica-Gondwana collision. *Inter. J. Earth Sci.*, 108: 1467–1492.
- Morawska A., 1985 — Rozwój sedymentacji permu i pstrego piaskowca w rejonie grzbietu Lublińca. *Prz. Geol.*, **33**, 8: 444–448.
- Mossoczy Z., 1961 — Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwart. Geol.*, **5**, 1: 81–100.
- Muszyński M., Natkaniec-Nowak L., 1989 — Utwory dyferencyjne w diabazach z podłoża monokliny śląsko-krakowskiej. *Prz. Geol.*, **37**, 3: 134–139.
- Muszyński M., Skowroński A., 1980 — Niekruszcowe składniki żył mineralnych w skałach staro paleozoicznych podłoża okolicy Zawiercia-Wolbromia. *Kwart. Geol.*, **24**, 3: 503–520.
- Narkiewicz M., 1978a — Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.*, **28**, 4: 415–470.
- Narkiewicz M., 1978b — Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. *Kwart. Geol.*, **22**, 4: 693–706.
- Nita J., 2004 — Walory krajobrazowe form skalnych na Wyżynie Częstochowskiej W: Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (J. Partyka, red.). I, Przyroda, Wyd. Ojcowski Park Narodowy: 55–60.
- Obidowicz A., 1976 — Geneza i rozwój torfowiska w Wolbromiu. *Acta Paleobot.*, **17**, 1: 45–54.

- Olszewska-Nejbert D., Świerczewska-Gładysz E., 2007 — Gąbki z utworów kantońskich w kamieniołomie Wielkanoc (Wyżyna Miechowska) – wstępne badania paleontologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne. 20. Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG, św. Katarzyna pod Łysicą, 10–13 września 2007 r.
- Olszewska-Nejbert D., Świerczewska-Gładysz E., 2009 — The phosphatized sponges from the Santonian (Upper Cretaceous) of the Wielkanoc Quarry southern Poland) as a tool in stratigraphical and environmental studies. *Acta Geol. Pol.*, **59** 4: 483–504.
- Pajchłowa H., Miłaczewski L., 1970 — Devon. Paleogeografia i tektonika. *Biul. Inst. Geol.*, 251.
- Pieńkowski G., 1988 — Analiza facyjna najwyższego triasu i liasu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz perspektywy występowania surowców ilastych. *Prz. Geol.*, **36**, 8: 449–456.
- Pieńkowski G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Spec. Papers*, 12: 1–154.
- Piotrowski A., Sikora R., Górka K., Wódka M., 2021 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zawiercie – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Płoncezyński J., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skała. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Polichtówna J., 1962 — Ostańce Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, ich geneza i znaczenie w krajobrazie. *Ochrona Przyrody*, 28: 255–284.
- Przeiętka K., 2016a — Oznaczenie wieku lessów metodą OSL dla arkusza Wolbrom Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Przeiętka K., 2016b — Oznaczenie wieku piasków metodą OSL dla arkusza Zawiercie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Radwański A., 1968 — Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Niecki Nidziańskiej. *Acta Geol. Pol.*, **18**, 2: 367–388.
- Rehbinder B., 1912 — Middle Jurassic ore-bearing clays from the southwestern side of the Krakow–Wielun Range. *Geol. Comm. Trans.*, 74.
- Różycki S., 1948 — Uwagi o Rhynchonellidach jury górnej pasma krakowsko-częstochowskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 42.
- Różycki S., 1953 — Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol.*, **17**: 412.
- Różycki S., 1960 — Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Prz. Geol.*, **8**, 8: 424–429.
- Różycki S., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Państw. Wyd. Nauk., Warszawa.
- Ruszczyńska H., 1958 — Przedplejstocenijskie powierzchnie i czwartorzędowy rozwój rzeźby w okolicach Białej Góry. *Prz. Geol.*, **6**, 11: 487–488.
- Ruszczyńska H., 1961 — Przedplejstocenijskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia osadów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki. W: *Prace o plejstocenie Polski środkowej*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rutkowski F., 1923 — Sprawozdanie tymczasowe z badań wykonanych na obszarze występowania węgla brunatnego w okolicach Siewierza i Zawiercia. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2: 117–150.
- Rutkowski J., 1971 — Osady senonu zachodniego obrzeżenia synklinorium nidziańskiego. *Przew. 43. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kraków.
- Rutkowski J., Mądry S., 1994 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Miechów. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

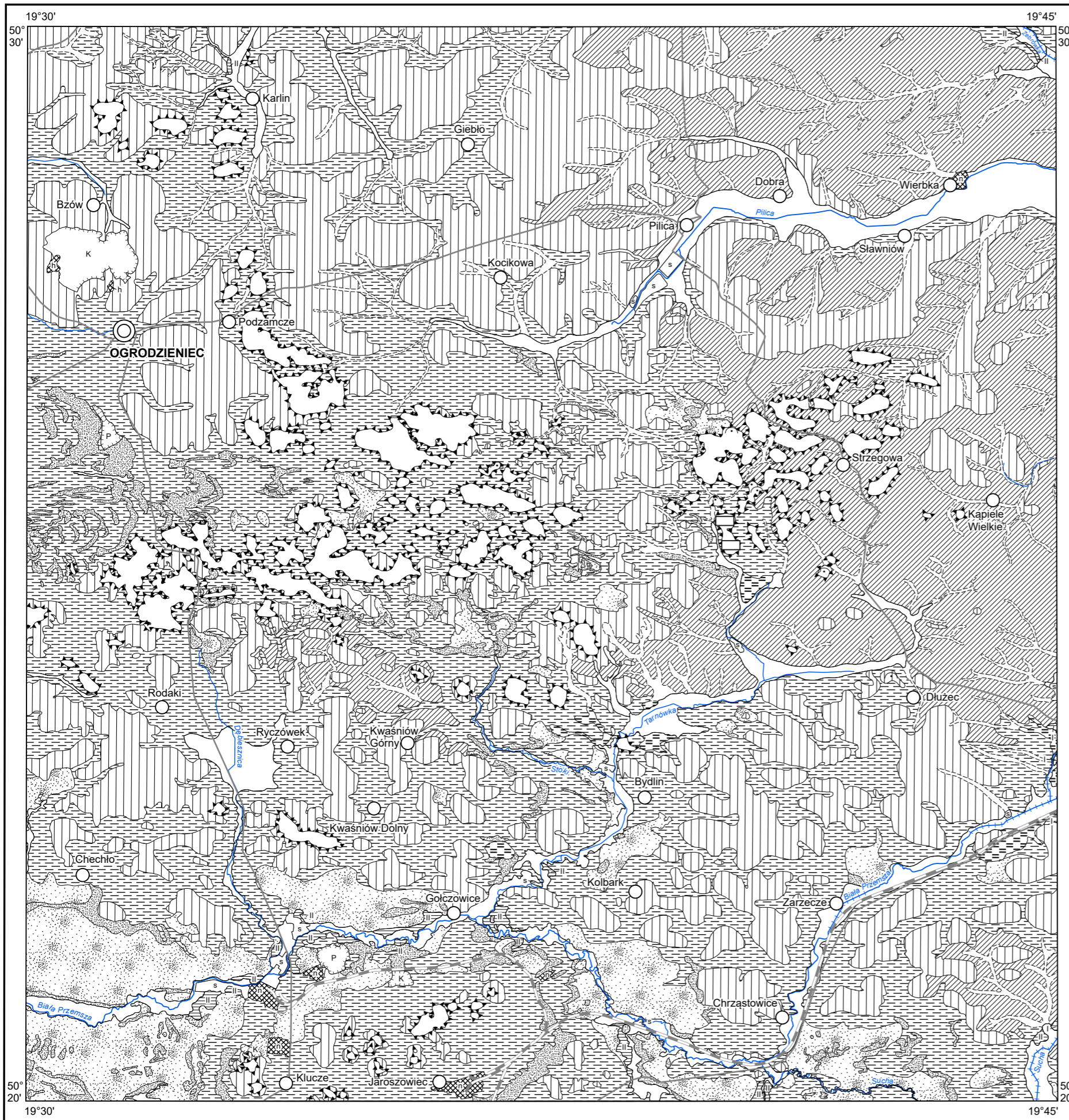
- Sadkiewicz J., 1974 — Opracowanie stratygraficzno-facjalne górnego oksfordu między Ogrodzińcem a Pilicą (praca magisterska). Arch. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- Sadlok, G., Wawrzyniak, Z., 2013 — Upper Triassic vertebrate tracks from Kraków–Częstochowa Upland, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 83: 105–111.
- Sendobry K., 1988 — Uwagi o występowaniu i genezie struktur mrozowych w Kotlinie Biskupiego Boru. W: Problemy paleogeografii czwartorzędu. Wyd. UŚI, Katowice.
- Senkowiczowa H., 1965 — Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. *Kwart. Geol.*, 9, 2: 241–260.
- Senkowiczowa H., 1970 — Trias. Paleogeografia i tektonika. *Biul. Inst. Geol.*, 251.
- Siedlecka A., 1964 — Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zgłębia Górnośląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34.
- Siewniak A., 1962 — Stratygrafia i mikrofauna dolnego malmu w rejonie Olkusza – Kluczów. *Kwart. Geol.*, 6, 2: 325–336.
- Sobolewska M., 1976 — Spektra pyłkowe prób torfu występującego w plejstoceniowym złożu piasków koło Olkusza. *Acta Paleobot.*, 17, 1: 39–41.
- Stefaniak K., Marciszak A., 2009 — Large mammals (Carnivora, Ungulata) from Pleistocene sediments of the Biśnik Cave. W: Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection (K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha, red.). *Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia*, 56: 225–254.
- Sujkowski Z., 1925 — Stratygrafia i tektonika jury i kredy okolic Wolbromia. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 13.
- Sujkowski Z., 1926 — O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 3, 3–4: 382–434.
- Sujkowski Z., 1928 — Uwagi o piaskach i lessach w Olkuszem i ich wzajemnym stosunku. *Spraw. Tow. Nauk*, 21.
- Sujkowski Z., 1929 — Uwagi o pochodzeniu materiału klastycznego górnego cenomanu Solcy i Wolbromia. *Spraw. Tow. Nauk*, 21.
- Sujkowski Z., 1934 — Skały kredowe między miastami Pilica i Szczekociny. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, 1: 39–75.
- Szczepanik, P., Sawłowicz, Z., 2005 — Pyritization of microfossils: crinoid remains from the Middle Jurassic of Ogrodzieniec (Kraków–Częstochowa Upland, Poland). W: 5th Micropalaeontological Workshop MIKRO–2005, 8–10 czerwca 2005 r., Szymbark. Abstract Book-Excursion Guide: 54.
- Szczypek T., 1986 — Procesy wydmotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych. Wyd. UŚI, Katowice.
- Ślósarz J., 1988 — Przejawy mineralizacji wolframowej w paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Prz. Geol.*, 36, 7: 387–390.
- Tokarski A., 1958 — Rola wody w rozpoznaniu tektoniki Jury Olkuskiej. *Kwart. Geol.*, 2, 2: 415–418.
- Tyc A., 2005 — Relikty krasu podziemnego we współczesnej morfologii ostańców Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. W: Mater. 7. Zjazdu Geomorfologów Polskich „Współczesna ewolucja rzeźby Polski” (A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz, red.). Kraków: 481–486.
- Vierek A., 1997 — Geneza górnourajskich osadów z odsłonięcia w Bydlinie. *Prz. Geol.*, 45, 4: 428–430.
- Wielgomas L., Deczkowski Z., 1961 — Wstępne dane o budowie geologicznej obszaru Ogrodzieniec-Chrzastowice. *Prz. Geol.*, 9, 2: 70.
- Wolska A., 2012 — Petrology and geochemistry of granitoidy and their mafic micogranular enclaves (MME) in marginal part of the Małopolska Block (S Poland). *Mineralogia*, 43, 1–2: 3–127.

- Zapaśnik T., 1973 — Budowa geologiczna strefy wychodni górnourajskich między Olkuszem, Wolbromiem i Głanowem. Arch. Inst. Geol. UW., Warszawa.
- Zieliński T., Lewandowski J., 1990 — Analiza sedimentologiczna osadów kopalnej doliny Białej Przemszy na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 364: 127–151.
- Znosko J., 1953 — Budowa geologiczna okolic Błędowa i Niegowonic koło Olkusza. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 74.
- Znosko J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol.*, 14.
- Znosko J., 1959 — Rozwój transgresji aalenu i bajosu na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, 3, 3: 501–528.
- Zuchiewicz W., 2010 — Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wyd. AGH, Kraków.
- Żaba J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolno paleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 166: 1–162.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk Geol. PAN, Wrocław.
- Żelaźniewicz A., Żaba J., 2002 — Nowe dane o dynamice bloku górnośląskiego i małopolskiego na przełomie prekambriu i paleozoiku. *Prz. Geol.*, 50, 12: 1227–1228.
- Żukowski W., 1946 — Kilka uwag do problemu podsadzkowego w Polskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Górn.*, 33, 2.





Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Ogrodzieniec (913)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY





Skala 1:75 000




Formy denudacyjne

-  Ostaniec
-  Wyżyna pagórkowata zdenudowana
-  Równiny denudacyjne
-  Dolinki denudacyjne




Formy antropogeniczne

-  Dna stawów
-  Grodziska
-  Hałdy (h), nasypy (n)
-  Kamieniolomy (K), piaskownie (P)




Formy krasowe

-  Jaskinie krasowe


Formy eoliczne

-  Pokrywy lessowe i pyłowe
-  Równiny piasków przewianych
-  Wydmy

Formy rzeczne

-  Dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne zalewowe
-  Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych 2,0-5,0 m n.p. rzeki (nadzalewowe II)
-  Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych 6,0-10,0 m n.p. rzeki (nadzalewowe I)

Formy utworzone przez roślinność

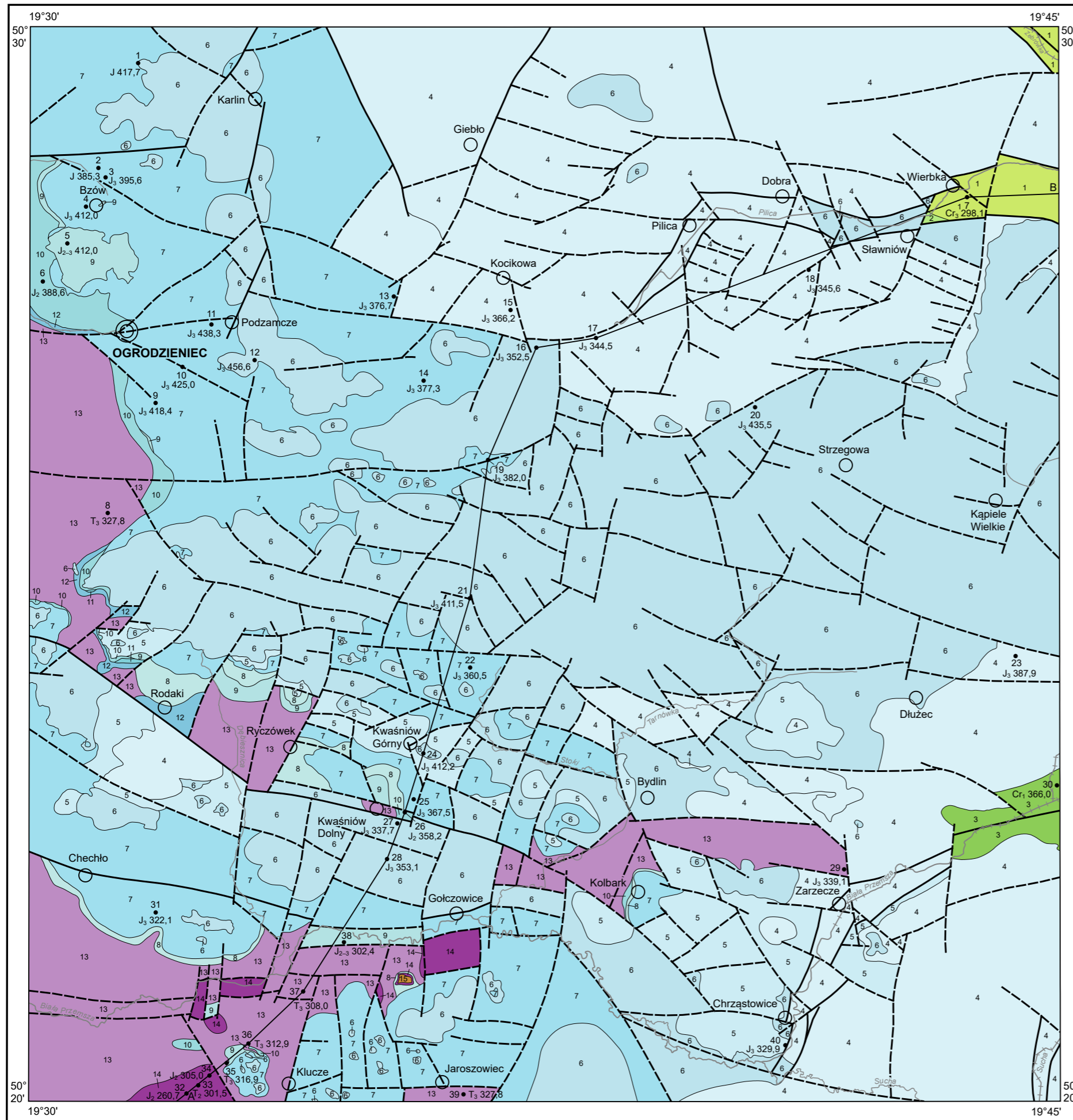
-  Równiny torfowe



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Ogrodzieniec (913)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000



KREDA	KREDA GÓRNA	1	Margle ilaste; wapienie margliste i opoki z czertami
		2	Wapienie margliste glaukonitowe i margle glaukonitowe
	KREDA DOLNA	3	Piaski i piaskowce
JURA	JURA GÓRNA	4	Wapienie – formacja pilecka nierozdzielona; wapienie pylaste (dolne) – formacja pilecka; wapienie płytowe (dolne) – formacja pilecka; wapienie (wapienie zarzezańskie); wapienie pylaste (górne) – formacja pilecka; wapienie płytowe (górne) – formacja pilecka; wapienie (wapienie wolbromskie); margle – formacja pilecka; wapienie kredowate – formacja pilecka
		5	Wapienie detrytyczne (wapienie detrytyczne z Kolbarka); wapienie detrytyczne (wapienie detrytyczne z Chechła)
		6	Wapienie skaliste (wapienie skaliste dolne); wapienie skaliste (wapienie skaliste główne); wapienie skaliste z wkładkami wapieni kredowatych (wapienie smołeńskie); wapienie skaliste - formacja pilecka; wapienie skaliste (wapienie skaliste górne)
JURA	JURA ŚRODKOWA-GÓRNA	7	Wapienie (gąbkowo-tuberolitowe) z przełwiczeniami margli (scyfiowych); wapienie margliste (gąbkowo-tuberolitowe) z przełwiczeniami margli (scyfiowych); wapienie (gąbkowo-tuberolitowe) (warstwy zawodziańskie dolne; warstwy zawodziańskie górne; warstwy zawodziańskie nierozdzielone)
		8	Margle i wapienie margliste
JURA	JURA ŚRODKOWA	9	Margle glaukonitowe i wapienie piaszczyste
		10	Iły, piaski, piaskowce i zlepieńce żelaziste – formacja częstochowskich ilów rudonośnych
JURA	JURA DOLNA	11	Piaski i piaskowce żelaziste (warstwy kościeliskie?)
		12	Iłowce, mułowce, żwiry, piaski, kwarcyty i zlepieńce kwarcytowe (warstwy blanwickie?)
TRIAS	TRIAS GÓRNY	13	Iłowce i mułowce z przełwiczeniami piaskowców i zlepieńców lokalnie z wkładkami brekcji węglanowych
		14	Dolomity (dolomity diploporewe); dolomity (dolomity kruszczońskie) (warstwy olkuskie)
DEWON	DEWON ŚRODKOWY	15	Dolomity i wapienie

— Granice geologiczne

— a Uskok:
- - - a. pewne, b. przypuszczalne

A — B Linie przekroju geologicznego na mapie geologicznej

30 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu w m n.p.m.)
Cr 366,9



Opracował: K. GÓRKA