



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Marcin ŻARSKI

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz PARCZEW (678)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parczew
J. Stochłaka (1979)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracował: Marcin ŻARSKI¹ – 2022
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parczew J. Stochlaka (1979)

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionalny: Stanisław LISICKI

Redakcja merytoryczna: Elżbieta GRUSZCZYŃSKA

ISBN 978-83-67567-96-1

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	13
III. Budowa geologiczna	20
A. Stratygrafia	20
1. Kambr	21
a. Kambr dolny	21
b. Kambr środkowy	22
2. Ordowik	22
3. Sylur	22
a. Wenlok	23
4. Karbon	23
a. Karbon dolny	24
Wizen	24
Wizen górny	24
b. Karbon górny	25
Namur	25
Westfal	27
5. Jura	29
a. Jura środkowa	29
Baton–kelowej	29
b. Jura górna	30
Oksford	30
Oksford dolny + środkowy	30
Oksford górny	30
c. Jura środkowa + górna	31
6. Kreda	31
a. Kreda dolna	32
Alb	32
b. Kreda górna	32
Cenoman	32
Turon	33

Koniak	33
Santon	34
Kampan	34
Mastrycht	35
Mastrycht dolny	36
Mastrycht górny	36
7. Paleogen	38
a. Eocen	39
Eocen górny	39
8. Neogen	41
a. Pliocen	41
9. Czwartorzęd	42
a. Plejstocen	42
Zlodowacenia najstarsze	44
Zlodowacenie Narwi	44
Interglacjał augustowski	45
Zlodowacenia południowopolskie	46
Zlodowacenie Nidy	46
Interglacjał małopolski	49
Zlodowacenie Sanu 1	49
Zlodowacenie Sanu 2	54
Zlodowacenia środkowopolskie	61
Zlodowacenie Odry	61
Zlodowacenia północnopolskie	62
Zlodowacenie Wisły	62
b. Czwartorzęd nierozdzielony	67
c. Holocen	68
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	70
C. Rozwój budowy geologicznej	75
IV. Podsumowanie	88
Literatura	89

SPIS TABLIC

Tablica I — Zestawienie otworów kartograficznych dla SMGP

Tablica II — Przekrój geologiczny E–F

Tablica III— Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

I. WSTĘP

Powierzchnia obszaru arkusza Parczew Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wynosi 321 km². Omawiany obszar położony jest pomiędzy 51°30'–51°40' szerokości geograficznej północnej i 22°45'–23°00' długości geograficznej wschodniej. Pod względem administracyjnym cały teren arkusza znajduje się w województwie lubelskim i obejmuje część powiatu parczewskiego z gminami: miejsko-wiejską Parczew oraz wiejskimi Siemień i Dębowa Kłoda. Południowa część obszaru należy do powiatu lubartowskiego z gminami: miejsko-wiejską Ostrów Lubelski i wiejskimi Uścimów oraz Niedźwiada.

Na obszarze arkusza Parczew ochroną prawną objęto liczne tereny cenne pod względem przyrodniczym. Południowy fragment terenu, głównie w obrębie Lasów Parczewskich, jest częścią Parku Krajobrazowego Pojezierze Łęczyńskie. W jej obrębie znajdują się następujące jeziora: Miejskie, Kleszczów, Czarne, Gumienek i Ściegienne, pochodzenia krasowego i termokrasowego. W obrębie Lasów Parczewskich na południowym zachodzie obszaru arkusza Parczew ustanowiono trzy rezerwaty przyrody: Jezioro Obradowskie (rezerwat florystyczny i wodno-torfowiskowy), Królewska Droga (rezerwat florystyczny) i Lasy Parczewskie (rezerwat florystyczno-historyczny). Lasy Parczewskie były miejscem licznych walk narodowo-wyzwoleńczych podczas insurekcji kościuszkowskiej, powstania styczniowego i drugiej wojny światowej. W granicach obszaru arkusza Parczew zarejestrowano 18 użytków ekologicznych, położonych głównie na terenie Lasów Parczewskich. Są to głównie jeziora i obszary bagienne. Ponadto ochroną prawną objęto 15 unikatowych drzew znajdujących się na obszarze Lasów Parczewskich (jako pomniki przyrody żywej), a także zespół dworski (park) w Siemieniu. Stawy rybne w Siemieniu założone na rzece Tyśmienica podlegają ochronie prawnej jako zespół przyrodniczo-krajobrazowy Stawy Siemień. Jest to obszar ostoi ptaków wodno-błotnych. Dolina Tyśmienicy oraz obszar Lasów Parczewskich wchodzi w skład Europejskiej Sieci Ekologicznej NATURA 2000. Są to fragmenty dwóch obszarów specjalnej ochrony ptaków: Dolina Tyśmienicy (PLB060004) i Lasy Parczewskie (PLB060006), a także specjalny obszar ochrony siedlisk Ostoja Parczewska (PLH060107). Ponadto obszar węzłowy Poleski 27M, obejmujący

ww. tereny, wchodzi w skład systemu przyrodniczego Sieci Ekologicznej ECONET-Polska i ma znaczenie międzynarodowe.

Lasy stanowią około 30% obszaru arkusza Parczew i zajmują południowo-wschodnią jego część. Największy procentowy udział w ogólnej powierzchni lasów ma zwarty kompleks Lasów Parczewskich, położony na południe od Parczewa. Są to głównie lasy sosnowe, miejscami z domieszką dębu i olszy.

Obszar arkusza Parczew ma charakter rolniczy. Charakteryzuje się niewielkim zaludnieniem. Największą miejscowością, a zarazem ośrodkiem przemysłowym, jest Parczew liczący niespełna 11 tysięcy mieszkańców. Spośród najważniejszych zakładów należy wymienić: zakład produkcji szkła gospodarczego, fabrykę kabli elektrycznych, zakład mleczarski oraz wytwórnię octu i musztardy. W Siemieniu znajduje się Zakład Produkcji Tkanin, a w Przewłocze – Zakłady Przetwórstwa Ziemniaczanego. W Ochoży położonej w dolinie rzeki o tej samej nazwie znajduje się duża plantacja borówki amerykańskiej, należąca do firmy Polana. Dużą rolę przyrodniczą, gospodarczą i turystyczną odgrywa zwarty obszar Lasów Parczewskich. Na badanym obszarze występują liczne szlaki turystyczne z tablicami dydaktycznymi, szlaki rowerowe, a także miejsca pamięci narodowej. Nad jeziorami Miejskim i Kleszczów koło Ostrowa Lubelskiego funkcjonują kąpieliska. Parczew jest ważnym węzłem komunikacyjnym, przez który przebiegają drogi wojewódzkie: nr 813 Międzyrzec Podlaski–Łęczna, nr 815 Wisznice–Parczew–Lubartów, nr 819 Parczew–Wola Uhruska i nr 818 Parczew–Włodawa. Przez Parczew przebiega także linia kolejowa: Lublin–Łuków.

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza Parczew znajduje się Lubelskie Zagłębie Węglowe. Udokumentowano tu złożę węgla kamiennego Kolechowice Nowe w kategorii C₂ (Ptak, 1996), które kontynuuje się na terenach arkuszy sąsiednich: Leszkowice i Lubartów. Złożę zostało rozpoznane w obrębie warstw lubelskich karbonu górnego, których miąższość wynosi od 43,6 do 412,0 m. Średnia głębokość, na której występuje złożę, to około 720 m. Na obszarze arkusza Parczew udokumentowano ponadto 11 złóż innych kopalin. Należą do nich między innymi dwa złoża glin wykorzystywanych w produkcji ceramiki budowlanej w Gródku (przy zachodniej granicy obszaru arkusza Parczew), udokumentowane w kategorii C₂ i C₁. Pozostałe to złoża piasków i piasków ze żwirami Koczergi znajdujące się na północny zachód od Parczewa, udokumentowane w kategorii C₁.

Podstawą do przeprowadzenia prac aktualizacyjnych na obszarze arkusza Parczew był temat Aktualizacja Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (I etap – 160 arkuszy), zatwierdzonego przez ministra środowiska. W ramach prac aktualizacyjnych zebrano najnowszą literaturę dotyczącą rejonu badań oraz wszystkie materiały archiwalne (hydrogeologiczne, surowcowe, geologiczno-inżynierskie, kartograficzne). Prace terenowe wykonano w 2019 r. Ich celem było dostosowanie

obrazu geologicznego do aktualnego podkładu topograficznego, a także numerycznego modelu terenu, weryfikacja geometrii wydzielen geologicznych na mapie geologicznej – szczególnie na granicach z innymi arkuszami, weryfikacja genezy osadów zgodnie z obowiązującą Instrukcją opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 z 2004 r., a także weryfikacja stratygraficzna zarówno osadów plejstocenijskich, jak i starszych. W trakcie prac terenowych zinventaryzowano wszystkie odsłonięcia osadów występujących na powierzchni terenu. Opisano 455 punktów terenowych. Opisy te zostały zamieszczone w notatnikach terenowych. Ponadto wykonano sześć oznaczeń wieku bezwzględnego metodą OSL próbek pozyskanych z osadów plejstocenijskich (tab. 1). Oznaczenia wykonano w spółce LumiDatis w Toruniu (Palczewski, 2020). Ponadto wykonano w PIG-PIB analizę uziarnienia kilkunastu próbek głównie z osadów plejstocenijskich, a także paleogeńsko-neogeńskich (Roguski, 2020).

Tabela 1

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer		Lokalizacja (miejsowość)	Głębokość [m]	Rzędna [m n.p.m.]	Rodzaj	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	20	Siemień	2,0	151,0	odsłonięcie	dokumentacja osadów eocenu górnego
2	9	Miłków	2,5	143,0	odsłonięcie	badania wieku metodą OSL osadów rzecznych tarasów nadzalewowych Tyśmienicy i Piwonii
3	287	Koczergi	4,0	161,0	odsłonięcie	dokumentacja osadów wodnolodowcowych
4	137	Jasionka	2,6	152,0	odsłonięcie	badania wieku osadów lessopodobnych metodą OSL
5	40	Kolonia Miłków	3,0	148,0	odsłonięcie	badania wieku metodą OSL osadów rzecznych tarasów nadzalewowych Tyśmienicy i Piwonii
6	115	Komorne	1,6	148,0	wkop	dokumentacja osadów mastrychtu górnego
7	79	Brzeźnica Książęca	3,0	166,3	odsłonięcie	dokumentacja osadów moreny czołowej
8	127 i 128	Brzeźnica Książęca	3,0	168,8	odsłonięcie	dokumentacja osadów moreny czołowej
9	170	Tyśmienica	0	150,0	odsłonięcie	dokumentacja osadów mastrychtu górnego
10	167	Tyśmienica	2,3	148,0	wkop	dokumentacja osadów eocenu górnego
11	341	Lasy Parczewskie	1,5	159,1	odsłonięcie	badania wieku osadów rzeczno-peryglacialnych (niweofluwialnych) metodą OSL
12	241	Gościnniec	3,0	156,0	odsłonięcie	badania wieku osadów wodnolodowcowych metodą OSL
13	97	Ostrów Lubelski	2,5	160,0	wkop	badania wieku osadów rzeczno-peryglacialnych (niweofluwialnych) metodą OSL
14	105	Ostrów Lubelski	4,0	160,0	wkop	badania wieku osadów rzeczno-peryglacialnych (niweofluwialnych) metodą OSL

Pierwsza wersja arkusza Parczew SMGP została opracowana na podstawie projektu badań geologicznych zatwierdzonego w 1973 r. W ramach realizacji tego projektu wykonano aż 20 wierceń kartograficznych o łącznym metrażu 788 m (tabl. I), w tym cztery otwory w jeziorach Miejskim i Kleszczów. Są to otwory: 4 – Żminne P1, 13 – Koczergi P2, 43 – Jasionka P3, 46 – Przewłoka P4, 48 – Przewłoka P5, 97 – Plebania Wola P6, 96 – Makoszka P8, 95 – Makoszka P9, 133 – Jedlanka P6A, 121 – Białka P15, 120 – Rudka P16, 101 – Brzeźnica Książęca P10, 104 – Kolonia Gródek P11, 113 – Babianka P7, 51 – Wola Tulnicka P12, 88 – Władysławów P13, 119 – J. Kleszczów 1, 118 – J. Kleszczów 2, 127 – J. Miejskie 2, 128 – J. Miejskie 1. Z próbek pobranych z rdzeni wiertniczych wykonano badania: litologiczne i sedimentologiczne (Więckowski, Rzechowski 1976), mikropaleontologiczne (Pożaryska, 1976) oraz oznaczenie nanoplanktonu (Gaździcka, 1976). Terenowe i laboratoryjne badania torfów (stopień rozkładu, popielność, pH, zawartość węgla wapnia) wykonali Żurek i Oświt (1976). Ponadto na potrzeby arkusza wykonano pięć profili elektrooporowych o długości około 36 km (Czepulis i in., 1975). Prace kartograficzne do pierwszej wersji arkusza prowadzone były w latach 1973–1975.

W północno-wschodniej części arkusza Parczew wykonywali je magistranci Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego (T. Piekarski, 1974; K. Rojek, 1974 pod kierunkiem doc. dr hab. H. Łozińskiej-Stępień). Na pozostałej części arkusza prace kartograficzne prowadzili dr J. Liszkowski, mgr mgr M. Butkiewicz, E. Herbich, P. Herbich, A. Tłaga, T. Piekarski pod kierunkiem autora arkusza [Stochlak, 1979a, b].

Niestety nie zachowały się oryginalne tabele z wynikami badań laboratoryjnych, a także mapy terenowe wraz z notatnikami. Linia przekroju geologicznego A–B w pierwszej wersji arkusza została poprowadzona z kierunku zachodniego, od Kolonii Siemień ku wschodowi, przez wybrane otwory kartograficzne, m.in w Makoszce i Plebaniej Woli. W wersji aktualizowanej wykonano trzy przekroje geologiczne (mapa geologiczna, tabl. II). Linię przekroju A–B wytyczono w północnej części obszaru, z zachodu ku wschodowi – od Siemienia przez Parczew do Przewłoki. Na przekroju uwzględniono 24 otwory archiwalne, w tym trzy kartograficzne – w Jasionce i Przewłoce. Ma on kluczowe znaczenie w rozpoznaniu osadów plejstoceńskich w rejonie Parczewa, a także budowy geologicznej obszaru położonego na wschód od doliny Tyśmienicy. Na przekroju geologicznym E–F przedstawiono budowę w południowej części terenu. Linia przekroju E–F przebiega z zachodu ku wschodowi w poprzek doliny Tyśmienicy. Otwory tej części obszaru udokumentowano w 11 otworach archiwalnych, w tym w otworach kartograficznych wykonanych w Jeziorze Miejskim (otw. 128) i w Jedlance (otw. 133). Linię przekroju geologicznego C–D, na którym pokazano udokumentowane w pięciu

otworach osady paleozoiczne, mezozoiczne i kenozoiczne, poprowadzono – podobnie jak w pierwszej wersji arkusza – z południowego zachodu na północny wschód.

Stratygrafia osadów plejstocenijskich w aktualnej wersji arkusza, a także geneza niektórych z nich, została zreinterpretowana w stosunku do wersji Stochlaka z 1979 r. Najbardziej radykalną zmianą jest aktualizacja stratygrafii osadów powierzchniowych. Utwory te w pierwszej wersji wiązane były ze zlodowaczeniem Odry, a w niniejszym opracowaniu – ze zlodowaczeniem Sanu 2. Podobnie, zmiana stratygrafii osadów została przyjęta na aktualizowanych arkuszach: Leszkowice (Żarski, 2023a, b), Ostrów Lubelski (Krawczyk, 2023a, b), Orzechów Nowy (Kucharska, 2023a, b), Kołacze (Pochocka-Szwarc, 2023a, c) i Sosnowica (Pochocka-Szwarc, 2023b, d). Według autora aktualizacji arkusza Parczew, maksymalny zasięg lądolodu zlodowaczenia Odry znajdował się kilkadziesiąt kilometrów na północ od badanego terenu, w okolicach Siedlec, i pokrywa się z maksymalnym zasięgiem zlodowaczenia Warty. Autor jako pierwszy wysunął tezę, że lądolód zlodowaczenia Odry nie objął swym zasięgiem obszaru południowego Podlasia (Żarski, 2004, 2006). Gliny zwałowe na powierzchni terenu na obszarze arkusza Adamów – około 20–40 km na północny zachód od granic obszaru arkusza Parczew – zostały uznane za osady zlodowaczenia Sanu 2 (Czubla i in., 2013, 2019; Żarski, 2008, 2009; Żarski in., 2009). Bardzo istotnym faktem, który w sposób pośredni wpłynął na przesunięcie granicy maksymalnego zasięgu zlodowaczenia Odry w rejon Siedlec, jest występowanie w strefie przypowierzchniowej na obszarze Podlasia jeziornych osadów interglacjału mazowieckiego (Żarski, Krupiński, 2005; Żarski, 2008, 2009; Żarski i in., 2009). Osady te występują przeważnie na głębokości około 2 m i nie są przykryte utworami glacialnymi (Lindner i in., 1990; Krupiński, Nitychoruk, 1991; Nitychoruk, 1994; Krupiński, 2000; Nitychoruk, Gałązka, 2006, 2008; Pidek, 2007; Małek, Pidek, 2007; Żarski, 2008, 2009; Terpiłowski i in., 2013, 2014; Hrynowiecka i in., 2014, 2019; Marks i in., 2016). Osady jeziorne interglacjału mazowieckiego wypełniają kopalne zbiorniki, które uformowały się po zaniku lądolodu zlodowaczenia Sanu 2. Reinterpretację stratygrafii osadów z powierzchni terenu przeprowadzono ponadto na podstawie analizy sytuacji geologicznej osadów plejstocenijskich przedstawionych na przekrojach geologicznych zamieszczonych na kilkudziesięciu arkuszach SMGP, obejmujących obszar Polski południowo-wschodniej. Pozwoliło to na wyznaczenie maksymalnego zasięgu zlodowaczenia Odry w rejonie Siedlec, zaprezentowanego na arkuszu Siedlce reambulowanej Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (MGP) (Kucharska i in., 2020a, b; Żarski, Kucharska, 2020). Podobny pogląd o maksymalnym zasięgu zlodowaczenia Odry wyrazili Marks i inni (2016, 2018). Powszechnie jednak przyjmowano, że lądolód ten w Polsce południowo-wschodniej sięgał aż po Chełm, lecz nie objął Wyżyny Lubelskiej (Zaborski, 1927; Mojski, Rühle, 1965; Mojski, 1972a, b; Buraczyński, Wojtanowicz, 1983, 1988; Lindner i in., 1985; Lindner, 2005;

Lindner, Marks, 2012). Zestawienia graficznego maksymalnych zasięgów lądolodów zlodowaceń Odry i Warty na omawianym terenie według różnych autorów dokonano w Objasnieniach do arkusza Łuków MGP (Małek, 2012c). W latach 70. XX w. wiedza na temat plejstocenijskiej budowy geologicznej Polski południowo-wschodniej nie była dostateczna. Autorzy zakładali obecność lądolodu zlodowacenia Odry na terenie Polesia. Skutkowało to interpretacją większości form morfologicznych na obszarze arkusza Parczew jako rozległych moren martwego lodu, tarasów kemowych i kemów, powstałych w wyniku procesów związanych z topnieniem lądolodu. Stochlak (1979a, b), jak i autorzy sąsiednich arkuszy, pomijali problematykę udziału działalności wód rzecznych oraz procesów krasowych i termokrasowych w kształtowaniu rzeźby w tym rejonie. Prace aktualizacyjne na obszarze arkusza Parczew i obszarach arkuszy sąsiednich pozwoliły zweryfikować większość wydzielen geologicznych i zreinterpretować, oprócz wieku, także genezę osadów plejstocenijskich.

Pierwsze prace dotyczące zagadnień budowy geologicznej omawianego terenu i obszarów sąsiednich pochodzą z końca XIX i początku XX w. Są to prace: Siemiradzkiego (1889, 1903, 1909, 1912), Trejdosiewicza (1896), Rychłowskiego (1905), Lewińskiego i Samsonowicza (1918), Samsonowicza (1922), Sawickiego (1922), Wołosowicza (1922, 1924), Kowalewskiego (1924), Zaborskiego (1925, 1926, 1927) i Zierhoffera (1925) dotyczące problematyki osadów czwartorzędowych i ich podłoża na obszarze południowego Podlasia i zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Monograficznym opracowaniem dotyczącym geologii i geomorfologii obszaru Polesia z połowy XX w. jest praca Krygowskiego (1947), a całej Wyżyny Lubelskiej opracowanie Jahna (1956). Jahn (1947) jest autorem pracy dotyczącej rzeźby krasowej okolic Siemienia. Autor pierwszego wydania mapy wyróżnił na tym terenie rozległą morenę martwego lodu.

Procesami krasowymi w osadach kredy piszącej i margli w rejonie badań zajmował się Maruszczak (1966a, b), a także Wilgat (1950). Ponadto Maruszczak zajmował się budową geologiczną i geomorfologią Polesia i Wyżyny Lubelskiej (1972, 1974). Zagadnieniami geomorfologicznymi i hydrograficznymi na obszarze Polesia zajmował się Wilgat (1954, 1957, 1963). Ważną rolę w rozważaniach na temat stratygrafii osadów badanego rejonu miało udokumentowanie w dolinie Wieprza, w okolicach Syrnik i Rokitna na obszarze arkusza Lubartów (Łozińska-Stępień i in., 1985a, b), osadów interglacjału mazowieckiego (Prószyński, Karaszewski, 1952; Karaszewski, 1954; Jahn, 1956; Mojski, Morawski, 1956; Sobolewska, 1956). Sytuacja geologiczna tych osadów została przedstawiona na przekroju geologicznym zamieszczonym na arkuszu Lubartów SMGP. Osady interglacjału mazowieckiego dość powszechnie występują w strefie przypowierzchniowej we wschodniej części Polesia (Buraczyński, Wojtanowicz, 1982; Marszałek i in., 2001a, b; Pidek, 2003; Pidek i in., 2011; Hrynowiecka i in., 2014, 2019; Żarski, Morawski, 2018, 2019). Utwory interglacjału

ferdynandowskiego rozpoznano m.in. w profilu Ferdynandów na terenie południowego Podlasia, a także w stanowisku Sosnowica na terenie arkusza o tej samej nazwie (Pidek, 2015; Pidek i in., 2015; Dolecki i in., 1990). Na powierzchni w okolicy Siemienia występują osady eocenu górnego (obecnie niewidoczne). Stanowisko osadów eoceńskich w Siemieniu zostało odkryte przez E. Rühlego i W. Pożaryskiego. Osady te były przedmiotem badań opisanych w wielu publikacjach, m.in.: Rühlego (1955), Woźnego (1966a, b, 1974, 1976), Uberny (1967, 1969, 1976), Uberny i Woźnego (1970), Pożaryskiej i Lockera (1971) oraz Pożaryskiej (1977). Zagadnieniem paleogenu w rejonie badań zajmowali się również: Mojski i inni (1966), Uberna i Odrzywolska-Bieńkowska (1977), Harasimiuk (1984), Kosmowska-Ceranowicz i inni (1990), Gaździcka (1994, 1997), Piwocki i Kasiński (1995), Kasiński i inni (1997), Kasiński i Tołkanowicz (1999), Piwocki (2002), Karnkowski i Kasiński (2014), Kasiński, (2016, 2019) oraz Słodkowska i Kasiński (2016).

W związku z ukończeniem w 1961 r. kanału Wieprz-Krzna, przebiegającym na wschód od granic obszaru arkusza wykonano szereg prac geologicznych, w tym liczne badania torfów (Dziak, 1962). Podsumowaniem prac przyrodniczych i geologicznych na Polesiu było opracowanie monograficzne Wilgata (1963).

Budowa geologiczna skał paleozoicznych, mezozoicznych, kenozoicznych, a także częściowo prekambryjskich została opracowana w związku z rozpoczęciem badań i dokumentowaniem Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Prace te zostały rozpoczęte w 1964 r.

Na obszarze arkusza Parczew wykonano 17 głębokich wierceń surowcowych i badawczych w przedziale głębokości 835,0–2334,0 m. Wykonano także bardzo liczne profile sejsmiczne. Efektem tych prac było udokumentowanie złoża węgla kamiennego Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Ptak, 1966; Ptak, Czempik, 1977; Ptak i in., 1977). W zachodniej części obszaru arkusza Parczew udokumentowano złożę węgla kamiennego Kolechowice I. Prowadzono także poszukiwania boksytów występujących w obrębie skał karbońskich pomiędzy Włodawą a Łukowem (Cebulak i in., 1978). Na bazie prac poszukiwawczych powstało wiele prac naukowych, w których opisano skały karbońskie (Porzycki, 1966, 1976, 1978, 1979, 1988; Cebulak, 1974; Dembowski, Porzycki, 1988; Migier, 1988; Porzycki, Zdanowski, 1995; Zdanowski, Żakowa, red., 1995; Zdanowski, 2007). Ponadto w 1966 r. pod redakcją Rühlego ukazała się praca pt. Osady karbońskie w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Podsumowaniem prac kartograficznych z zakresu karbonu lubelskiego był Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego pod redakcją Zdanowskiego (1999). Przy okazji dokumentacji skał karbonu opracowano pod względem geologicznym utwory kompleksu mezozoicznego, głównie kredowych, ale także jurajskich (Niemczycka, 1973, 1976; Łozińska-Stępień, 1975, 1977). W skałach kredy górnej oraz paleogenu prowadzono w rejonie lubelskim poszukiwania fosforytów.

Prace te prowadzone były w północno-zachodniej części obszaru arkusza Parczew w rejonie Glinnego Stoku i Siemienia (Uberna, 1967, 1969; Woźny, 1966b). W 1983 ukazał się Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego pod redakcją Żelichowskiego i Kozłowskiego podsumowujące zagadnienia geologiczne i surowcowe Lubelszczyzny. Bardzo istotnym materiałem do poznania budowy wglębnej osadów prekambryjskich, paleozoicznych, mezozoicznych i kenozoicznych było kompleksowe opracowanie geologiczne profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10 pod redakcją naukową Pacześnej (2011). Wiercenie wykonano do głębokości 2355,0 m i zakończono w skałach paleoproterozoiku. Tektonika rejonu badań została przedstawiona w pracach Znoski (1962, 1979), Żelichowskiego (1970, 1972, 1974a, b), Henkla (1984b), Miłaczewskiego (1986), Stupnickiej (1989), Narkiewicza (2003, 2007), Narkiewicza i Dadleza (2008), Narkiewicza i innych (1998, 2015), Krzywca (2007, 2009, 2011), Krzywca i Narkiewicza (2003), Mazura i innych (2017), Tomaszczyka (2016), Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017). Na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego, w tym na terenie objętym arkuszem Parczew, prowadzono także prace nad rozpoznaniem budowy geologicznej utworów czwartorzędowych i ich podłoża (Harasimiuk, Henkiel, 1981, 1984; Buraczyński, 1984; Henkiel, 1984a; Wojtanowicz, 1984). Budowa geologiczna osadów czwartorzędowych Polesia Zachodniego została przedstawiona w pracach Trembaczowskiego (1957, 1963, 1966), Mojskiego i Trembaczowskiego (1975, 1977), Buraczyńskiego, Wojtanowicza (1983), Buraczyńskiego (1984), Doleckiego i innych (1987/1988, 1991, 1994), Doleckiego, Wojtanowicza (1992) i Wojtanowicza (1994a, b). Syntetycznymi pracami, w których omówiono osady czwartorzędowe Polesia, są prace Mojskiego (1972a–c) oraz Mojskiego i Trembaczowskiego (1975, 1977). Opracowanie stanowisk interglacjału mazowieckiego na obszarze Polesia zostało przedstawione w pracy Hrynowieckiej i innych (2019).

Stratygrafia osadów czwartorzędowych Polesia i Podlasia opisana jest m.in. w pracach: Nowak (1972), Różyckiego (1972) oraz Buraczyńskiego i innych (1980). Osady kopalnych dolin okolic Kocka, a także zaburzenia glacictektoniczne w osadach czwartorzędowych opisała Ruszczyńska-Szenajch (1976, 1978) i Mojski (1968). Utwory preglacjalne występujące na Wyżynie Lubelskiej opisane zostały przez Jahna i Turnau-Morawską (1952) oraz Mojskiego (1964), a na Podlasiu południowym – przez Woronko i innych (2007). Rozważania poświęcone zagadnieniom maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Warty na Podlasiu zawarte są w monografii pod redakcją Harasimiuka i Terpiłowskiego (red., 2001), a także w pracach Terpiłowskiego (2001) i Godlewskiej (2014).

Pierwszym przeglądownym geologicznym obrazem kartograficznym Lubelszczyzny i obszaru badań był arkusz Lublin Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000 (Różycki, 1946; Pożaryski, Rühle, 1949). Innym przeglądownym opracowaniem kartograficznym jest arkusz Łuków

MGP (Mojski, 1968, 1971, 1972a, b; Małek, 2012a–c) oraz arkusz Włodawa MGP (Mojski, Trembaczowski, 1973a, b, 1974), który obejmuje swym zasięgiem północno-wschodnią część Polesia. Obszar arkusza Parczew SMGP znajduje się przy wschodniej granicy terenu objętego arkuszem Łuków MGP.

Najważniejszym materiałem, który posłużył do opisu budowy geologicznej, są opracowane wcześniej arkusze SMGP: Parczew (Stochlak, 1979a, b), Leszkowice (Łozińska-Stępień i in., 1985a, 1986, 1986; Żarski, 2023a, b), Wołyń (Marszałek i in., 2001a, b); Sosnowica (Dolecki i in., 1987, 1990; Pochocka-Szwarc, 2023b, d); Ostrów Lubelski (Liszkowski, 1979a, b; Krawczyk, 2023a, b); Radzyń Podlaski (Buła, Małek, 2001a, b); Lubartów (Łozińska-Stępień i in., 1985b, c); Orzechów Nowy (Buraczyński Wojtanowicz, 1981a, b; Kucharska, 2023a, b). Oprócz SMGP, w skali 1:50 000 arkusz Parczew opracowano także w ramach innych serii kartograficznych: Mapy Geośrodowiskowej Polski (Formowicz i in., 2010; Formowicz, 2011; Maleszyk, 2011; Formowicz, Grędysa, 2017; Gałka, Wilk, 2017), Mapy Hydrogeologicznej Polski (Freiwald i in., 2004a, b; Szadkowska, Bęczkowska, 2008) oraz Mapy Litogenetycznej Polski (Gastoł-Palechowska, 2007).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Parczew (678) położony jest na pograniczu dwóch makroregionów: Polesia Zachodniego (na wschód od doliny Tyśmienicy) i Niziny Południowopodlaskiej (na zachód od Tyśmienicy). W obrębie Polesia Zachodniego znaczną, środkowo-wschodnią część obszaru arkusza zajmuje mezoregion Zakłęśłość Sosnowicka, część północną – Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska, a południowo-wschodnią – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie (Solon i in., 2018; Terpiłowski, Chabudziński, 2021). Zachodni fragment omawianego terenu stanowi część mezoregionu Wysoczyzna Lubartowska w obrębie Niziny Południowopodlaskiej (Kondracki, 2023; Solon i in., 2018).

Głównym elementem morfologicznym badanego terenu jest dolina Tyśmienicy przebiegająca z południa (Ostrów Lubelski) ku północnemu zachodowi. Tyśmienica zatraciła swój naturalny charakter, gdyż płynie sztucznym kanałem, zasilając rozległe stawy rybne w Siemieniu i Tyśmienicy. Tyśmienica charakteryzuje się niedużymi spadkami. Różnica wysokości (poziomu wody) wynosi 10,9 m – 146,3 m. n.p.m. w okolicy Ostrowa Lubelskiego i 135,4 m n.p.m. w Wólce Siemieńskiej. Dno doliny koło Wólki Siemieńskiej jest najniżej położonym miejscem na obszarze arkusza Parczew. Miejscem położonym najwyżej, na wysokości 172,0 m n.p.m., jest wyniesienie zbudowane z piasków eolicznych, znajdujące się na zdenudowanej wysoczyźnie morenowej koło Jam w południowo-

-zachodniej części badanego obszaru. Deniwelacja na obszarze arkusza Parczew wynosi jedynie 36,6 m.

Na badanym terenie dominują cztery główne typy rzeźby. Jednym z nich są równiny rzeczno-peryglacialne i jeziorno-rozlewiskowe zajmujące większą część obszaru arkusza między Ostrowem Lubelskim a Parczewem i Przewłoką. Charakteryzują się występowaniem na nich licznych zabagnień i jezior. Drugi typ rzeźby to zdenudowana wysoczyzna morenowa płaska z płacami równin sandrowych i wodnolodowcowych, zajmująca tereny na północ od doliny Piwonii oraz na zachód od doliny Tyśmienicy. Trzeci typ rzeźby związany jest z procesami krasowymi i termokrasowymi głównie w obrębie występujących płytko pod powierzchnią terenu skał wapiennych (margli i kredy piszącej) mastrychtu górnego. Są to głównie obszary występujące w sąsiedztwie doliny Tyśmienicy: rejon Jeziora Miejskiego, jeziora Kleszczów, Jeziora Czarnego i miejscowości Bójki, teren położony między dolinami Bóbrki, Tyśmienicy i Ochoży, rejon Jeziora Obradowskiego oraz tereny na lewym brzegu Tyśmienicy koło Babianki, Woli Tulnickiej, Nadziei, Tulnik oraz pomiędzy Wolą Tulnicką a Kolonią Siemień. Czwarty typ rzeźby to doliny rzeczne: Tyśmienicy, Piwonii, Konotopy, Kołodziejki, Bóbrki, Ochoży i Piskornicy. Rzeki te charakteryzują się małymi spadkami, szerokimi korytami wypełnionymi torfami bądź mułkami z piaskami. Wzdłuż doliny Tyśmienicy i Piwonii występują listwy tarasów nadzalewowych.

Formy lodowcowe. Północną i południowo-zachodnią część powierzchni obszaru arkusza stanowi wysoczyzna morenowa płaska o wysokościach względnych do 2 m i nachyleniu do 2° (tabl. III). Występuje ona na północ od doliny Piwonii pomiędzy Żminnem na północnym zachodzie a Jasionką na wschodzie. Powierzchnia wysoczyzny jest bardzo zdenudowana, co wyraża się niewielkimi deniwelacjami. Położona jest przeciętnie na wysokości około 155–160 m n.p.m. W okolicach Żminnego powierzchnia wysoczyzny wznosi się nieco wyżej, na około 165–170 m n.p.m. Jest ona zbudowana z glin zwałowych pokrytych eluwiami pyłowymi ze żwirami. Na obszarze wysoczyzny występują pojedyncze głazy narzutowe. Drugi fragment wysoczyzny morenowej płaskiej znajduje się pomiędzy dolinami Tyśmienicy i Piskornicy w rejonie miejscowości: Babianka, Kolonia Babianka, Zabiele, Brzeźnica Książęca i Berejów. Powierzchnia wysoczyzny w tym rejonie wznosi się przeważnie na wysokości 155–165 m n.p.m. i pokryta jest głównie eluwiami pyłowymi ze żwirami glin zwałowych. W okolicy Brzeźnicy Książęcej wyróżniono trzy moreny czołowe akumulacyjne. Są to silnie zdenudowane wzgórza o wysokości względnej około 4–6 m. Kulminacje tych form wznoszą się na wysokość 170,2; 169,3 i 168,8 m n.p.m. Zbudowane są ze żwirów i piasków. W pierwszej wersji arkusza wymienione formy zostały zaliczone do kemów. Dwie moreny czołowe akumulacyjne wyróżniono w okolicach Żminnego. Są to nieduże silnie zdenudowane

wzgórza, wznoszące się około 5 m nad otaczającą wysoczyznę. Kulminacje tych form osiągają wysokość 171,5 i 170,0 m n.p.m.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe na terenie arkusza Parczew zajmują dość zwarty obszar po zachodniej stronie doliny Tyśmienicy pomiędzy Kolonią Siemień na północy a Kolonią Tyśmienica na południu. Ponadto równiny sandrowe występują po obu stronach doliny Piwonii w okolicach Żminnego i Miłkowa. Także dość zwarte obszary równin sandrowych wyróżnione zostały w obrębie Lasów Parczewskich w okolicach Rudki Starościńskiej po obu stronach doliny rzeki Bobrówki oraz na północ od osady Ochoża, położonej na prawym brzegu doliny niewielkiej rzeki o tej samej nazwie. Powierzchnia równin koło Woli Tulnickiej i Miłkowa wznosi się na nieco ponad 150 m n.p.m., koło Żminnego i w Lasach Parczewskich – powyżej 155 m n.p.m. Powierzchnia równin sandrowych miejscami urozmaicona jest formami krasu zakrytego (leje krasowe, wertoby, uwały), a także zagłębieniami termokrasowymi. W pierwszej wersji mapy na obszarach występowania form krasowych w obrębie równin sandrowych wyróżnione zostały rozległe moreny martwego lodu (okolice Woli Tulnickiej, Nadziei i Tyśmienicy) oraz kemy i tarasy kemowe (wzdłuż doliny Tyśmienicy). Według Stochłaka (1979a) głównym czynnikiem morfotwórczym były procesy związane z topnieniem brył martwego lodu lądolodu zlodowacenia Odry. Podczas prac aktualizacyjnych stwierdzono, że nie ma podstaw do wyróżnienia form o takiej genezie. Równiny sandrowe powstały na etapie topnienia lądolodu zlodowacenia Sanu 2. W północnej i północno-wschodniej części obszaru, na południe od doliny Piwonii, równiny sandrowe przykryte są cienką warstwą osadów rzeczno-peryglacjalnych i jeziorno-rozlewiskowych bądź pyłów. Większe odsłonięcia piasków i żwirów wodnolodowcowych – piaskowni-żwirowni – znajdują koło Koczerg, na północ od Parczewa, w Brzeźnicy Książęcej przy zachodniej granicy obszaru, a także w Lasach Parczewskich na północ od jeziora Kleszczów. Ważniejsze piaskownie usytuowane są w Miłkowie nad Piwonią, Królewskim Dworze na północy obszaru arkusza, a także w Kleszczowie w południowo-zachodniej części badanego terenu.

Formy eoliczne na badanym terenie reprezentowane są przez wydmy i równiny piasków przewianych, a także pokrywy lessowe i pyłowe. Na obszarze arkusza Parczew wyróżniono jedynie kilkanaście (około 17) wydmy. Są to głównie podłużne wały wydmore o długości 1–3 km, wznoszące się kilka metrów nad otaczającą powierzchnię o kierunku dłuższej osi wschód–zachód. Wały wydmore stwierdzono na równinach sandrowych i wysoczyźnie morenowej koło Babianki w południowo-zachodniej części badanego obszaru, koło jeziora Kleszczów, a także na wschód od Parczewa. Jedyne dwie wydmy paraboliczne o nazwie Kozie Górki znajdują się w obrębie Lasów Parczewskich w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Kulminacja najwyższej wydmy

wznosi się na 170,0 m n.p.m., tj. prawie 10 m powyżej otaczającej wydmy powierzchni terenu. Większe równiny piasków przewianych stwierdzono koło Kozich Górek, a także koło Babianki i Jam. Zajmują one od 0,5 do 1,0 km². Ponadto wyróżniono kilkadziesiąt (około 60) podłużnych pól piasków przewianych, podobnie jak wydm rozciągających się z zachodu ku wschodowi. Od wydm różnią się tym, że nieznacznie wznoszą się ponad otaczającą powierzchnię. Długość tych pól dochodzi maksymalnie do 3 km. Formy te występują głównie na obszarze Lasów Parczewskich w ich południowo-wschodniej części, a także w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Połom piasków przewianych koło Kozich Górek towarzyszą zagłębienia deflacyjne. Źródłem piasków eolicznych były piaski rzeczno-peryglacjalne, piaski wodnolodowcowe i eluwialne.

Pokrywy lessowe i pyłowe rozwinięte są na równinach sandrowych w okolicach Miłek, gdzie tworzą zwarty obszar o powierzchni około 7–8 km², a także na wschód od Jasionki w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Zajmują tam około 2,5 km². Pokrywy pyłowe wyróżniono również w południowo-zachodniej części obszaru arkusza na zachód od miejscowości Jamy. Pyły te są prawdopodobnie efektem wietrzenia glin zwałowych i mułków w warunkach peryglacjalnych, a następnie akumulacji eolicznej. W zasadzie prawie cała powierzchnia obszaru arkusza pokryta jest cieńszą lub grubszą pokrywą utworów pyłowych.

Formy rzeczne na obszarze arkusza związane są z dolinami rzek: Tyśmienicy, Piwonii, Konotopy, Kołodziejki, Ochoży, Bóbrki, Piskornicy i Kanału Piskornica.

Dna dolin rzecznych obejmują koryto i osiagają szerokość od kilkudziesięciu metrów do 1,5 km. Najszersze dna dolin o szerokości od 1,0 do 1,5 km ma Tyśmienica. Całe dno tej rzeki wypełnione jest torfami bądź znajdują się tam stawy rybne. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. III) dno Tyśmienicy przedstawione jest głównie jako równina torfowa. Podobnie całe dna dolin Ochoży i Piskornicy wypełnione są torfami. W dolinach pozostałych rzek torfy stanowią wypełnienia tylko częściowo (Piwonia, Bóbrka). Konotopa i Kołodziejka wypełnione są w większości mineralnymi osadami rzecznyymi. Praktycznie poza dolinami Tyśmienicy i Piwonii, dna pozostałych dolin wcięte są nieznacznie poniżej otaczających je powierzchni terenu.

Wzdłuż doliny Tyśmienicy i Piwonii rozwinięte są tarasy akumulacyjne nadzalewowe, wznoszące się na 2,0–6,0 m n.p. rzeki. Znajdują się one po obu stronach Tyśmienicy na północ od Siemienia, na prawym brzegu doliny tej rzeki na odcinku Siemień–Komarne oraz koło Tyśmienicy i Bójek. Listwy tarasów akumulacyjnych znajdują się też po obu stronach doliny Piwonii na odcinku Miłków–Parzew. Zbocza pomiędzy powierzchnią tarasów, dnem dolin a otaczającymi wysoczyznami, równinami sandrowymi czy rzeczno-peryglacjalnymi są przeważnie bardzo łagodne – na szkicu geomorfologicznym oznaczono je jako długie stoki (tabl. III). Jedynie koło Glinnego Stoku na

prawym brzegu Piwonii znajduje się dobrze wykształcona krawędź oddzielająca wysoczyznę od tarasu nadzalewowego akumulacyjnego.

Na odcinku doliny Tyśmienicy Jezioro–Żminne wyróżniono tarasy akumulacyjne i akumulacyjno-erozyjne (rzeczno-peryglacjalne), które ukształtowały się prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia Warty. Tarasy bardzo dobrze widoczne są na lewym brzegu Tyśmienicy na obszarze arkusza Leszkowice (Żarski, 2023a, b). Prawie całą wschodnią część obszaru arkusza Parczew na wschód od doliny Tyśmienicy i na południe od doliny Piwonii zajmuje równina rzeczno-peryglacjalna. Termin ten został użyty w pierwszej wersji arkusza (Stochlak, 1979a). Równina ta powstała w wyniku

akumulacji szeroko rozlewających się rzek płynących z południa w kierunku północy z niewielkim odchyleniem ku wschodowi. Równina ta opada łagodnie w kierunku północno-wschodnim od 160 m i 156 m n.p.m. do (południowo-wschodnia część obszaru arkusza) 152 m n.p.m. (okolice miasta Parczewa) i 148 m n.p.m. (okolice Miłkowa) [Stochlak 1979a].

Równina ta porozcinana jest dolinami Bóbrki, Ochoży, Konotopy, Kołodziejki i mniejszych cieków bez nazwy. Występują tu liczne zabagnienia. Cechą charakterystyczną omawianej równiny jest występowanie wysp równin sandrowych, a także powierzchni równin sandrowych nadbudowanych osadami rzeczno-peryglacjalnymi (część północna).

Formy denudacyjne na obszarze arkusza Parczew reprezentowane są przez długie stoki. Oddzielają one obszar wysoczyzny od dolin rzecznych. Wyróżnione zostały w sąsiedztwie dolin Tyśmienicy i Piwonii. W dolinie Tyśmienicy długie stoki występują na prawym jej brzegu, pomiędzy miejscowościami Jezioro i Komorne, a na brzegu lewym – pomiędzy Tyśmienicą a Babianką. W dolinie Piwonii długie stoki występują po obu stronach doliny na odcinku Miłków–Parczew. Długie stoki osiągają przeważnie kilkaset metrów długości, miejscami do 1 km. Ich powstanie związane jest z procesami denudacyjnymi zachodzącymi w warunkach peryglacjalnych. Obecnie są kształtowane głównie przez wody opadowe, a także przez działalność człowieka. Drobne zagłębienia o różnej genezie wyróżniono w obrębie równin rzeczno-peryglacjalnych. Są to niewielkie zagłębienia o długości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów wypełnione osadami biogenicznymi.

Formy krasowe i sufozyczne reprezentowane są przez leje krasowe (uwały, wertoby, zapadliska i misy jeziorne). Są to w większości formy krasu zakrytego, tzn. procesy rozpuszczania węgla wapnia w utworach wapiennych mastrychtu górnego zachodziły pod przykryciem mineralnym. Cechą charakterystyczną rzeźby krasowej jest tzw. ospowatość, czyli występowanie bardzo licznych drobnych obniżień i wyniesień. Wyniesienia mają charakter ostańców erozyjnych.

Klasycznym przykładem obszaru krasowego jest rejon Siemień–Wola Tulnicka. Występują tam liczne leje krasowe o szerokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Przy granicy z obszarem arkusza Leszkowice stwierdzono uwały o długości nawet do 1 km. Głębokość lejów sięga przeciętnie kilku metrów, miejscami dochodzi do 6 m. W większości leje krasowe występują poniżej około 150 m n.p.m., a w okolicy Woli Tulnickiej poniżej około 145 m n.p.m. Wyniesienia między lejami wznoszą się ponad około 150 m n.p.m., miejscami dochodzą do 158,9 m n.p.m. Leje krasowe wypełnione są utworami biogenicznymi bądź mineralnymi. Formy krasowe występują również w rejonie Nadziei. Duże obniżenie wypełnione torfami można uznać za uwał. Po obu stronach tego obniżenia występuje szereg drobnych obniżzeń o genezie krasowej. Formy te występują na wysokości około 145–155 m n.p.m. Podobny typ rzeźby z licznymi drobnymi lejami i zagłębieniami występuje pomiędzy Gródkiem Szlacheckim a Tyśmienicą. W Tyśmienicy dość rozległy lej krasowy o średnicy około 300–400 m powstał w marglach i kredzie piszącej występujących prawie na powierzchni terenu. Na południe od Tyśmienicy zespół obniżzeń krasowych występuje w części podstokowej doliny rzeki Tyśmienicy. Obniżenia typu krasowego występują w rejonie doliny Piskornicy w południowo-zachodniej części obszaru. Typowy obszar krasowy występuje na północ od Ostrowa Lubelskiego. Są tam rozległe leje krasowe, uwały, wertoby. Najbardziej spektakularnym świadectwem procesów krasowych są jeziora o genezie krasowej: Miejskie, Kleszczów i Czarne. Jeziora te powstały w marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego. Dokumentują to wiercenia wykonane w jeziorach Miejskim i Kleszczów. Po między obniżeniem krasowym, w którym usytuowane są jeziora Miejskie i Kleszczów, a obszarem krasowym między Ostrowem Lubelskim a jeziorem Czarnym, rozciąga się strefa o kierunku południe–północ, w której nie ma form krasowych. Jest to związane z występowaniem na tym obszarze rynny polodowcowej wypełnionej piaskami i żwirami o miąższości około 30 m. W efekcie procesów krasowych zachodzących po obu stronach rynny nastąpiła inwersja rzeźby terenu i w miejscu rynny powstało podłużne wzniesienie na wysokości około 6–7 m ponad powierzchnię jezior i obniżzeń krasowych. Według Stochlaka (1979a, b) wymieniona forma wypukła pod względem genetycznym jest tarasem kemowym. Fakty geologiczne zaprzeczają jednak takiej interpretacji. Jeziora Ściegienne i Guminek prawdopodobnie także mają genezę krasową bądź termokrasową. Następny obszar występowania form krasowych znajduje się w widłach rzek Bóbrki i Ochoży. Znajduje się tam obniżenie krasowe o charakterze uwału o długości około 1 km. Ponadto zaobserwowano szereg drobnych obniżzeń o genezie krasowej. Margle i kreda pisząca znajdują się na głębokości około 2 m. Ostatnimi obszarami występowania form krasowych jest rejon Buradowa i Jeziora Obradowskiego. Drobne obniżenia typu krasowego usytuowane są w Buradowie wokół stawów hodowlanych. Jezioro Obradowskie o okrągłym kształcie ma prawdopodobnie genezę krasową bądź termokrasową.

Formy jeziorne reprezentowane są przez równiny jeziorno-rozlewiskowe. Są to pozostałości po płytkich zbiornikach rozlewiskowych i okresowo-przepływowych, głównie ze zlodowacenia Wisły. Zajmują w większości tereny niżej położone i charakteryzują się wyrównaną powierzchnią. Większa równina jeziorno-rozlewiskowa, znajdująca się między rzekami Konotopą i Kołodziejką, zajmuje obszar około 7 km². Nadbudowuje ona równinę sandrową. Nieco mniejszą powierzchnię – około 3 km² – zajmuje równina jeziorno-rozlewiskowa w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, na przedłużeniu doliny Ochoży. Równiny jeziorno-rozlewiskowe wyróżniono także wzdłuż doliny Ochoży, a także Tyśmienicy w jej środkowym i południowym odcinku. Ponadto niewielkie tego typu równiny występują w obrębie Lasów Parczewskich.

Formy utworzone przez roślinność reprezentowane są na obszarze arkusza Parczew przez równiny torfowe. Występują one głównie w dolinach Tyśmienicy i Ochoży, gdzie zajmują całe dna dolin. Częściowo równiny torfowe wypełniają dna dolin: Piwonii i jej dopływów, Piskornicy i Bóbrki. W większości są to równiny torfowe utworzone z torfowisk niskich. Na północ od stawów siemińskich równina torfowa w dolinie Tyśmienicy utworzona jest z torfowiska przejściowego. Niewielkie równiny torfowe utworzone z torfowisk przejściowych występują koło jezior Miejskiego, Kleszczowa, Czarnego i Obradowskiego. Na północ od Jeziora Obradowskiego, a także koło Nadziei, przy zachodniej granicy obszaru arkusza, występują niewielkie równiny torfowe zbudowane z torfowisk niskich.

Formy antropogeniczne reprezentowane są na badanym terenie przez dna stawów, znajdujące się głównie w dolinie Tyśmienicy koło Siemienia i Tyśmienicy oraz Babianki. Większe stawy występują także koło Nowej Jedlanki na południowym wschodzie obszaru arkusza Parczew. Stawy te kontynuują się na południe, na obszarze arkusza Ostrów Lubelski. Wokół stawu na Bóbrce w osadzie Gościniec poprowadzona jest ścieżka dydaktyczna. Kilka mniejszych stawów znajduje się w dolinie Piskornicy, w okolicy Bójek, dolinie Piwonii i okolicach Parczewa. Na sypy występują w miejscowości Siemień między dwoma stawami hodowlanymi.

Na obszarze arkusza Parczew występuje dobrze rozwinięta sieć hydrograficzna, należąca do dorzecza Tyśmienicy – prawego dopływu Wieprza. Tyśmienica przepływa przez cały obszar arkusza Parczew z południa (okolice Ostrowa Lubelskiego) ku północy (okolice miejscowości Jezioro). Tyśmienica płynie obecnie kanałem melioracyjnym. Przed melioracją była rzeką meandrującą. Meandry dobrze widoczne są na zdjęciach satelitarnych. Wody Tyśmienicy zasilają rozległe stawy koło Siemienia i Tyśmienicy. Prawymi dopływami Tyśmienicy, poczynając od południa, są: Bóbrka, Ochoża i Piwonia. Lewym dopływem Tyśmienicy jest Piskornica. Piwonia o przebiegu równoleżnikowym jest drugą co do wielkości rzeką na obszarze arkusza Parczew i przepływa przez północną

część tego obszaru od Przewłoki do Miłkowa, gdzie wpada do Tyśmienicy. Piwonia jest obecnie rzeką meandrująca i zasilana jest Kołodziejką i Konotopą, odwadniającymi północną część Lasów Parczewskich. Ponadto do wymienionych rzek, a także do Piwonii, wpadają liczne niewielkie ciek i kanały melioracyjne. Większym prawym dopływem Piwonii jest kanał Piskornica, a ponadto kilka bezimiennych cieków. Na obszarze arkusza Parczew, oprócz sztucznych zbiorników – stawów, występuje sześć jezior o genezie krasowej. Są to: Kleszczów o powierzchni 53,9 ha i głębokości 2,3 m; Jezioro Miejskie – 45,3 ha i 2,2 m; Jezioro Ściegienne – 27,4 ha i 5,4 m, Jezioro Obradowskie – 12,1 ha i 0,5–1,0 m; Jezioro Czarne Gościńskie – 11,6 ha i 3,8 m, Guminek – 8,1 ha i 7,8 m. Ponadto na obszarze Lasów Parczewskich oraz terenach w otoczeniu rzek Tyśmienicy i Piskornicy występują liczne zabagnienia. W Jamach i Babiance, położonych na lewym brzegu doliny Tyśmienicy, występują dwa źródła odwadniające kredowy poziom wodonośny.

Zgodnie z podziałem hydrogeologicznym (Paczyński, red., 1995), obszar arkusza Parczew należy do regionu lubelsko-podlaskiego, a jedynie niewielki, północno-zachodni fragment – do regionu mazowieckiego. Warunki hydrogeologiczne omawianego terenu zaprezentowane są na arkuszu Parczew Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (Freiwald i in., 2004a, b). Na badanym terenie występują trzy główne poziomy wodonośne: czwartorzędowy, czwartorzędowo-kredowy i kredowy.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Podstawą opracowania stratygrafii osadów na obszarze arkusza Parczew były profile otworów badawczych, surowcowych, hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Na mapie dokumentacyjnej zaznaczono 192 otwory, a na mapie geologicznej – 135 otworów. Na potrzeby opracowania w latach 70. XX w. wykonano 20 wierceń kartograficznych. Do rozpozniowania osadów mezozoicznych i paleozoicznych wykorzystano profile 20 otworów głębokich wykonanych na potrzeby opracowania dokumentacji złoża węgla kamiennego i w celach badawczych. Wykorzystano także opisy profili otworów głębokich znajdujących się na obszarach arkuszy sąsiednich, w tym opracowanie profilu otworu Parczew IG 10 zlokalizowanego na terenie arkusza Wołyń. Do korelacji stratygraficznej wykorzystano także profile sejsmiczne. Do rozpozniowania stratygraficznego osadów czwartorzędowych niezbędne okazały się profile uzyskane z odsłoneń, z których pobrano próbki osadów do oznaczenia wieku metodą OSL. Wykorzystano także wyniki badań geoelektrycznych wykonanych na potrzeby opracowania pierwszej wersji arkusza Parczew. Przez wybrane otwory

archiwalne wyznaczono linie przekrojów geologicznych A–B i E–F oraz C–D. Przebieg linii przekrojów geologicznych A–B i E–F prezentujących budowę geologiczną osadów czwartorzędowych jest odmienny od tego w pierwszej wersji opracowania. Przebieg linii przekroju geologicznego C–D, na którym pokazano budowę kompleksu paleozoicznego i mezozoicznego, jest podobny do przebiegu linii na mapie z 1977 r., lecz z modyfikacjami w części południowo-zachodniej. Na obszarze arkusza Parczew nie udokumentowano skał kratonu prekambryjskiego. Na obszarze arkusza Wohyń, na północ od miejscowości Jezioro, w otworze Parczew IG 10 na głębokości 2302,2–2355,0 m udokumentowano skały krystaliczne: granitoidy mikroklinowe, stromatytytowe; migmatyty, gnejsy, skały piroksenowe oraz, na głębokości 2181,0–2302,2 m, skały osadowe: piaskowce, zlepieńce, mułowce zaliczone do proterozoiku.

1. Kambr

Utwory kambru na obszarze arkusza Parczew stwierdzone zostały w trzech otworach: 103 – Gródek, 117 – Parczew IG 3 oraz 47 – Przewłoka IG 1 (przekrój geologiczny C–D). Skały kambryjskie zostały przewiercone w otworze Tarkawica 3, znajdującym się na obszarze arkusza Leszkowice (Żarski, 2023a, b) oraz Parczew IG 10 zlokalizowanym na obszarze arkusza Wohyń (Paczeńska, 2011a, b). Miąższości skał w tych otworach wynoszą kolejno 860,0 i 680,9 m. Miąższości nawierconych skał kambryjskich w otworach na badanym terenie wynoszą: w Gródku – 378,0 m, Przewłoce – 47,0 m i w otworze Parczew IG 3 – 18,0 m. W otworze 47 skały kambru zostały nawiercone na głębokości 858,0 m, Parczew IG 3 – na głębokości 1299,8 m, a otw. 103 – na głębokości 1956,0 m. Strop skał kambru zapada w kierunku południowo-zachodnim i różnica głębokości występowania tych utworów w Przewłoce i w Gródku wynosi 1098,0 m (przekrój geologiczny C–D). W Przewłoce (otw. 47) i Gościńcu (otw. 117) nad skałami kambryjskimi znajdują się utwory karbońskie, a w Gródku (otw. 103) skały syluru.

a. Kambr dolny

Piaskowce kwarcytowe zostały nawiercone w otworze Gródek (otw. 103) na głębokości 2151,0–2334,0 m (209,0 m) i nie zostały przewiercone. Osady te deponowane były w strefie przybrzeża paleokontynentu Balitki (Paczeńska, 2011b). W osadach kambryjskich w otworze Parczew IG 10 występowały bardzo licznie zróżnicowane taksonomiczne akritarchy (Paczeńska, 2011b). Na podstawie dokumentacji biostratygraficznej w osadach profilu Parczew IG 10 wyróżniono formacje włodawską, mazowiecką, kaplonoską i radzyńską (Paczeńska, 2011a, b).

b. Kambr środkowy

Piaskowce kwarcytowe nawiercono w Gródku (otw. 103) i występują one na głębokości 1956,0–2125,0 m, osiągając miąższość 169,0 m, a w otworze Przewłoka IG 1 (otw. 47) – 858,0–876,0 m (18,0 m). Na podstawie analizy osadów kambru środkowego w otworze Parczew IG 10 (Pacześna, 2011a, b) można przypuszczać, że piaskowce kwarcytowe należą do formacji kostrzyńskiej. Piaskowce deponowane były zarówno w wysokoenergetycznych strefach dolnego przybrzeża i górnego odbrzeża, charakteryzujących się niską energią wód.

* *
*
*

Piaskowce kwarcytowe kambru nierozdzielonego (prawdopodobnie kambru środkowego) zostały nawiercone w Gościńcu w otworze Parczew IG 3 (otw. 117). Utwory te występują na głębokości 1299,8–1345,2 m (45,2 m) i nie zostały przewiercone. Piaskowce są drobnoziarniste. Wzdłuż szczelin występuje mineralizacja siarczkowa. Miejscami występują cienkie warstewki seledynowych mułowców.

2. Ordowik

Iłowce ordowiku zostały przewiercone na głębokości 1900,0–1956,0 (56,0 m) w otworze Gródek (otw. 103, przekrój geologiczny C–D). Utwory te mogą reprezentować ordowik górny. Skały ordowiku w tym otworze występują pod utworami syluru i nad piaskowcami kwarcytowymi kambru środkowego. Na podstawie badań utworów pochodzących z otworu Parczew IG 10 można stwierdzić, że ilowce były sedymentowane w jednym rozległym zbiorniku wodnym i mają cechy licznych procesów epigenetycznych: rekrytalizacji, glaukonityzacji węglanów, sylifikacji i pirytyzacji (Langier-Kuźniarowa, 2011).

3. Sylur

Iłowce, mułowce i wapienie powstały w południowej części lubelsko-podlaskiego basenu morskiego, który rozciągał się wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki (Podhalańska, 2011). Dominującymi skamieniałościami w tych utworach są graptolity. Utwory syluru stwierdzono na obszarze arkusza Parczew w trzech otworach. Są to otwory: 12 w Królewskim Dworze (Parczew IG 1); 93 w Lasach Parczewskich (Parczew IG 4) i 103 w Gródku. Utwory syluru zostały przewiercone w otworze w Gródku, a ich miąższość wynosi tam 545,0 m. Otwór ten odwiercono w 1993 r., a materiały z wynikami badań rdzeni pozyskanych z tego odwiertu nie zostały znalezione. W otworach 12 – Parczew IG 1 i 93 – Parczew IG 4 osady syluru zostały jedynie nawiercone, a nawiercona

miąższość tych skał wynosi kolejno 40,0 i 38,0 m. Skały syluru zapadają w kierunku południowo-zachodnim. Ich strop w otworze 12 – Parczew IG 1 – na północy obszaru arkusza nawiercony został na głębokości 1001,0 m, w otworze 93 w Lasach Parczewskich – na głębokości 1157,0 m, a w otworze 103 w Gródku w południowo-zachodniej części obszaru arkusza – na głębokości 1355,0 m (przekrój geologiczny C–D).

a. Wenlok

Iłowce i mułowce z przewarstwieniami wapieni nawiercono w otworze 12 – Parczew IG 1 na głębokości 1001,0–1041,0 m. Badania graptolitów pozyskanych z tych osadów wykonał Tomczyk (1968). W części spągowej osadów stwierdzono poziom graptolitowy *Monograptus riccartonensis*, a w części stropowej *Monograptus testis*. Według Tomczyka (1964) skały te odpowiadają górnym warstwom pasłęckim, których wiek określany jest jako wenlok bez jego najniższych poziomów (Tomczyk, 1968). Jest wielce prawdopodobne, że z wenloku pochodzą także skały syluru w otworze 93 – Parczew IG 4 w Lasach Parczewskich.

4. Karbon

Skały karbonu występują w strukturze geologicznej określanej jako lubelska niecka węglowa (Żelichowski, Kozłowski, red., 1983) czy niecka nadbużańska (Stupnicka, 1989). Przez środek niecki przebiega struktura Kocka, w której nie występują osady karbońskie (Żarski, 2023a, b). Obszar arkusza Parczew znajduje się na wschód od struktury Kocka, na obszarze synkliny Bogdanki. Sedymentacja utworów karbońskich miała miejsce w strefie szelfu labilnego (Zdanowski, 2007). Skały karbońskie na obszarze arkusza Parczew zostały rozpoznane w 16 głębokich otworach. Od północnego zachodu są to otwory: 12 (Parczew IG 1); 47 (Przewłoka IG 1) w północno-wschodniej części obszaru; 84 (Kolechowice 40); 86 (Kolechowice 32); 89 (Kolechowice 39); 91 (Kolechowice 41) w okolicach Siemienia; 93 (Parczew IG 4) koło Jeziora Obradowskiego; 102 (Kolechowice 33); 103 (Gródek); 105 (Kolechowice 38); 109 (Kolechowice 42); 114 (Kolechowice 34) w zachodniej części obszaru arkusza koło miejscowości Zabiele, Kolonia Babianka i Tyśmienica; 112 (Kolechowice 28) koło Brzeźnicy Bychawskiej; 116 (Kolechowice 37) w Bójkach; 117 (Parczew IG 3) w Gościńcu na terenie Lasów Parczewskich oraz 126 (Ostrów IG 1) w północnej części Ostrowa Lubelskiego. Utwory karbonu zostały przewiercone w pięciu otworach: 12 (Parczew IG 1), 47 (Przewłoka IG 1); 93 (Parczew IG 4); 103 (Gródek) i 117 (Parczew IG 3). Miąższości skał karbońskich (karbonu dolnego i górnego) udokumentowane w tych otworach wynoszą kolejno: 395,0; 304,8; 539,1; 649,5 i 639,2 m. Miąższości rosną w kierunku południowo-zachodnim. W pozostałych otworach

udokumentowane są jedynie skały karbonu górnego, a nawiercone miąższości skał wahają się w przedziale od 247,5 (otw. 84 – Kolechowice 40) do 442,5 m (otw. 109 – Kolechowice 42). Przeciętna miąższość utworów karbońskich w pozostałych otworach wynosi nieco ponad 300 m. Strop skał karbońskich przewiercony jest w przedziale głębokości 606,0–719,2 m (otw. 12 – Parczew IG 1 i otw. 112 – Kolechowice 28).

a. Karbon dolny

Wizen

Wizen górny

Utwory wizenu reprezentowane są przez skały węglanowe, klastyczne, fitogeniczne i wulkaniczne (Zdanowski, 2007) i zaliczane są do formacji Huczwy i częściowo do formacji Terebina. Osady węglanowe formacji Huczwy reprezentowane są przez wapienie organogeniczne i margle, przechodzące w iłowce margliste z licznymi ramienionogami, małżami, koralami i liliowcami. Skały te przeławiczone są mułowcami i piaskowcami (Zdanowski, 2007).

Mułowce, iłowce, wapienie, piaskowce, zlepieńce, diabazy, tufy i tufity zostały rozpoznane w otworach: 12 – Parczew IG 1, 47 – Przewłoka IG 1; 93 – Parczew IG 4 i 117 – Parczew IG 3. Miąższość osadów wizenu waha się pomiędzy 82,2 (otw. 93 – Parczew IG 4,) a 39,6 m (otw. 117 – Parczew IG 3). Strop skał wizenu w północno-wschodniej części obszaru arkusza występuje na głębokości 784,9 (otw. 47 – Przewłoka IG 1), a w części południowej – na głębokości 1260,2 m (otw. 117 – Parczew IG 3). Piaskowce o miąższości 19,0 m odwiercone w otworze Parczew IG 10 (obszar ark. Wołyn) zaliczono do wizenu. Osady te pod względem litostratygraficznym stanowią dolną część ogniwa Kłodnicy (Paczeńska, red., 2011). Dolną część osadów wizenu górnego – formacji Huczwy nawiercono w otworze Parczew IG 1 (otw. 12) na głębokości 980,0–1001,0 m. Profil utworów wizenu rozpoczynają zlepieńce zbudowane z okruchów skał sylurskich, nad którymi znajdują się mułowce. Powyżej występuje

[...] kilkumetrowej miąższości seria utworów tufogenicznych, a więc tufitów, tufów, zlepieńców i brekcji wulkanicznych oraz diabazów, silnie zwietrzałych i epigenetycznie przeobrażonych (kaolinityzowanych i zalityzowanych). W kaolinitowym spoiwie skał okruchowych i pseudookruchowych występują liczne owoidy i pizolity kaolinitowo-bemitowe. Wśród utworów tych występują nieregularne skupienia syderytów [Stochlak, 1979a].

W pozostałych otworach, w tym także w otworze Parczew IG 1, na głębokości 944,7–980,0 m

[...] stwierdzono z kolei wyższą część wizenu rozpoczynającą właściwy cykl sedymentacji karbonu. W profilu tej serii występują w spągu osady limniczne, reprezentowane przez mułowce i iłowce z detrytusem roślinnym i pojedynczymi warstewkami węgla humusowego i kamiennego, wyżej osady morskie. Te ostatnie obejmują wapienie z przelawiczeniami iłowców z bogatą fauną ramienionogów, małżów, koralowców i liliowców [Stochlak, 1979a].

Badania ramienionogów z otworu Kolechowice 21 znajdującego się na terenie sąsiedniego arkusza Leszkowice, potwierdzają ich górnowizeński wiek (Przychoda w: Ptak i in., 1977).

b. Karbon górny

Namur

Namur pod względem chronostratygraficznym podzielony jest na trzy ogniwa: A, B i C. W obecnym globalnym chronostatygraficznym podziale namur A odpowiada częściowo serpuchowi, a górna część namuru A oraz namur B i C odpowiadają baszkirowi. W podziale litostratygraficznym namurowi A odpowiada formacja Terebina, namurowi B formacja Dęblina i ogniwo Bugu, a namurowi C – także formacja Dęblina i ogniwo kumowskie. Utwory namuru zostały przewiercone w pięciu otworach: 12 – Parczew IG 1, 47 – Przewłoka IG 1, 93 – Parczew IG 4, 103 – Gródek i 117 – Parczew IG 3. Miąższości osadów wynoszą kolejno: 173,7; 231,7; 283,4; 430,0 i 349,0 m. Miąższości te, podobnie jak leżących niżej skał wizenu, zwiększają się z północy ku południowi. W wymienionych otworach utwory namuru zostały przewiercone. W pozostałych 11 otworach nawiercono głównie piaskowce namuru C. Ponadto w otworze Parczew IG 10 (obszar ark. Wołyń) także udokumentowano pełną sekwencję utworów namuru.

Mułowce, iłowce, piaskowce, wapienie oraz węgiel kamienny. Profil utworów namuru A zaczyna się w większości wapieniami, mułowcami i iłowcami, określanymi jako formacja Terebina. Formacja Terebina znajduje się pomiędzy stropem wapienia A a poziomem morskim *Posidonia* I (Zdanowski, 2007). Osady formacji Terebina były akumulowane w powtarzających się cyklach sedymentacyjnych rozpoczynających się wapieniami, a zakończonych węglem kamiennym i humusowym (Zdanowski, 2007). Wapienie organogeniczne najczęściej przechodzą w margle, iłowce margliste i mułowce. Ponad nimi znajdują się utwory drobnoklastyczne ze zwęglonymi fragmentami roślin, miejscami notuje się utwory gruboklastyczne. Profil utworów namuru A kończy zwykle węgiel humusowy. W otworze 12 – Parczew IG 1 udokumentowano pięć pokładów węgla kamiennego o miąższości 0,5–0,8 m. Utwory namuru A powstały w środowisku delty płytkowodnej i płytkiego szelfu węglanowego i ilastego (Waksmundzka, 2011). W wapieniach występują skamieniałości ramienionogów, małży i głowonogów charakterystycznych dla środowiska pełnomorskiego.

Mięszość skał namuru A w otworze 12 – Parczew IG 1 wynosi 80,2 m, a w otworze 47 – Przewłoka IG 1 – 69,5 m. W otworach 103 – Gródek i 117 – Parczew IG 3 miąższości skał namuru A wynoszą nieco ponad 100 m.

Skały namuru B należą częściowo do formacji Dęblina, a w całości do tzw. ogniwa bużańskiego (Bugu), które stanowią mułowce, iłowce z przewarstwieniami piaskowców i wkładkami węgla kamiennego oraz łupków węglistych, które akumulowane były w powtarzających się cyklach sedymentacyjnych. Cykle kończą się zwykle iłowcami z fauną brakiczną i słodkowodną. W stropowej części cykli występują gleby kopalne i węgiel humusowy (Zdanowski, 2007). Miąższość pokładów węgla w wymienionych wcześniej otworach wynosi 0,2–0,4 m. W otworze Parczew IG 2 (obszar ark. Leszkowice) miąższość pokładu węgla wynosi 1,1 m. W otworze 117 – Parczew IG 3 profil zaczyna się

[...] zbrekcionowanymi piaskowcami z porwakami mułowców przechodzącymi w piaskowce drobno- i średnioziarniste z sieczką roślinną i obfitą miką, przewarstwione mułowcami laminowanymi, ponad którymi znajdują się piaskowce z miką i z bardzo dużą ilością białej miki nadającej skale połyskliwy i srebrzysty wygląd, skąd też wywodzi się ich nazwa piaskowce srebrzyste. Miąższość tego pakietu dochodzi do około 30 m. [...] Odmienny profil tych warstw stwierdzono w północno-wschodniej części terenu w otworze Przewłoka 1 (otw. 47), gdzie spąg profilu buduje prawie dwumetrowa seria mułowcowa ze stwierdzonym w jej stropie 0,5 m pokładem węgla i leżący na niej opisany wyżej pakiet piaskowców srebrzystych, ale o mniejszej niż w innych otworach miąższości [Stochlak, 1979a].

Mięszość warstw bużańskich stwierdzona w wymienionych otworach na obszarze arkusza wynosi 60–70 m.

Piaskowce, mułowce, iłowce z wkładkami węgla humusowego i kamiennego oraz wapienie tworzą najwyższe ogniwo namuru – namur C (tzw. seria piaskowcowo-mułowcowa). Utwory te w podziale litostratygraficznym należą do ogniwa kumowskiego formacji Dęblina. Górna część ogniwa kumowskiego zaliczana jest do westfalu A. Piaskowce tworzyły się głównie w korytach rzecznych, a mułowce, iłowce, gleby stigmariowe i węgiel reprezentują środowisko rzecznej równi zalewowej. Utwory namuru C zostały przewiercone, podobnie jak w przypadku starszych ogniw, w sześciu otworach, a w 11 zostały jedynie nawiercone. Miąższość utworów namuru C (warstw kumowskich) wynosi od 103,4 m w otworze 47 – Przewłoka IG 1 do 165,0 m w otworze 126 – Ostrów IG 1. Profil warstw kumowskich w większości otworów zaczynają morskie wapienie, tzw. wapienie N z charakterystyczną fauną goniatytową (*Reticuloceras superbilingue* Bisat, *Agastrioceras carinatum* (Frech), *Agastrioceraa* cf. *Agastrioceraa* cf. Bisat (Korejwo, 1969; Bojkowski, 1966). Za górną granicę

namuru C przyjmuje się zazwyczaj spąg najniższego westfalskiego pokładu węgla 399/301, a w przypadku jego braku – stropową powierzchnię miąższych ławic piaskowców (Porzycki, 1970a, b). Wykształcenie warstw kumowskich wykazuje pewne różnice w północnej i środkowej części obszaru arkusza.

W części północnej arkusza, osady te tworzą charakterystyczny układ profilu, którego zdecydowaną część budują, miąższe ławice piaskowców znajdujące się powyżej cienkiej warstwy morskich wapieni, z fauną goniatytową. Są to często piaskowce gruboziarniste o miąższości przekraczającej 40 m, a w stropie przeważają piaskowce drobno- i średnioziarniste o miąższości rzędu 5–30 m. Środkowe partie profilu buduje seria mułowcowo-iłowcowa z nielicznymi wkładkami węgla kamiennego, miejscami osiągającymi miąższość do 1,5 m (otw. Parczew IG 2). W części środkowej i południowej arkusza zmiana w profilu polega na zdecydowanie większym udziale w spągu serii iłowcowo-mułowcowej z charakterystycznym, korelacyjnym poziomem wapieni z fauną oraz z kilkoma (do 10) wkładkami węgla o miąższości rzędu 0,2–0,6 m; w stropowych partiach wszędzie dominują piaskowce o miąższości ponad 30 metrów [Stochlak, 1979a].

Westfal

Mułowce, iłowce i piaskowce oraz węgiel kamienny. Najniższa część osadów westfalu A zaliczana jest w podziale litostratygraficznym do formacji Dęblińska i warstw kumowskich, wyższa do formacji lubelskiej. Utwory westfalu stanowią podstawową warstwę produktywną Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW). Utwory westfalu zostały przewiercone w 14 otworach. W otworze 47 – Przewłoka IG 1 – osady karbonu górnego kończą się utworami namuru. W otworze 126 – Ostrów IG 1 – miąższość skał westfalu wynosi 325,5 m. Miąższości osadów westfalu przekraczające 300 m osiągnięto w otworach w południowo-wschodniej części obszaru arkusza Parczew: 112 (Kolechowice 28) – 338,8; 102 (Kolechowice 33) – 310,3; 105 (Kolechowice 38) – 302,8 m. W pozostałych otworach miąższość utworów westfalu waha się w przedziale od 165,0 (otw. 12 – Parczew IG 1) do 276,8 m (otw. 114 – Kolechowice 34). Miąższości osadów westfalu zwiększają się z północy ku południowemu zachodowi, w niewielkiej odległości od osi niecki węglowej. Osady westfalu leżą bezpośrednio pod skałami jury. Warstwy kumowskie należące do westfalu A zbudowane są głównie z piaskowców, lokalnie z przewarstwieniami mułowców, należące do formacji Dęblińska. Na utworach warstw kumowskich znajdują się iłowce i mułowce z przewarstwieniami węgla kamiennego i humusowego, należących do formacji lubelskiej reprezentującej westfal B. Powyżej skał tworzących formację lubelską znajduje się ostatni poziom osadów morskich z *Dunbarella*, powyżej

karbońskiej na terenie arkusza Parczew znajdują się przedstawiciele wszystkich klas roślinności karbońskiej: *Equisetinae*, *Lycopodineae*, *Cordatinae* oraz najważniejsza pod względem ilości gatunków i znaczenia stratygraficznego grupa *Pteridophylla*, a w niej szczególnie obfitość rodzajów *Neuropteris* i *Paripteris* stanowiących często około 70% oznaczalnego materiału roślinnego [Stochlak, 1979a].

5. Jura

Skały jurajskie leżą na obszarze arkusza niezgodnie na skałach karbonu górnego (przekrój geologiczny C–D). Górna granica skał jurajskich ma charakter erozyjny. Wyżej leżą utwory albu. Utwory jurajskie zostały przewiercone we wszystkich 17 głębokich otworach. Strop utworów jurajskich nawiercono na głębokości od 433,0 (otw. 47, Przewłoka IG 1) do 568 m (otw. 126, Ostrów IG 1). Strop skał w części północnej obszaru arkusza położony jest około 100 m wyżej, niż w części południowej. Miąższość osadów jurajskich waha się od 161,7 (otw. 86, Kolechowice 32) do 120,2 m (otw. 47, Przewłoka IG 1). Przeciętna miąższość utworów jury wynosi około 130–140 m. Utwory jury w przeważającej części ich profilu przypisuje się do oksfordu, tylko w części dolnej – do batonu i kelowej. Jedynie w otworze Parczew IG 1 (otw. 12) wyróżniono osady jury środkowej. W otworach Parczew IG 4 (otw. 93), Kolechowice 42 (otw. 109) i Ostrów IG 1 (otw. 126) wyróżniono osady jury środkowej i górnej. W pozostałych otworach stwierdzonym tam skałom jurajskim nie przypisano pięter stratygraficznych. Istnieje możliwość, że spągowe sekwencje osadów nawierconych w tych otworach także reprezentują jurę środkową.

a. Jura środkowa

Baton–kelowej

Muszlowce, piaskowce kwarcowe, wapienie i dolomity piaszczyste, mułowce oraz zlepieńce zostały rozpoznane w otworze Parczew IG 1 (otw. 12) w przedziale głębokości 596,3–606,0 m. Miąższość tych osadów wynosi 9,7 m. Miąższość osadów w otworze w Wyganowie (obszar ark. Leszkowice) wynosi 15,0 m (Żarski, 2023a, b), a w otworze Parczew IG 10 (obszar ark. Wołyń) – 12,0 m (Marszałek i in., 2001a, b). Profil utworów jury środkowej w otworze Parczew IG 1 (otw. 12) zaczyna się muszlowcem złożonym z licznych muszli małży tkwiących w lepiszczu piaszczysto-dolomitycznym (1,2 m). Powyżej znajduje się seria piaskowców kwarcowych o lepiszczu wapiennym (6,5 m), ponad którymi znajdują się wapienie piaszczyste. Profil utworów batonu–kelowej kończą dolomity piaszczyste. W innych profilach, w części spągowej nierozdzielonych osadów jurajskich występują także mułowce i zlepieńce, którym można przypisać wiek baton–kelowej.

b. Jura górna

Profil utworów jury górnej obejmuje jedynie utwory oksfordu. W większości otworów osady jurajskie opisane są ogólnie, jako stratygraficznie nierozdzielone. Jedynie w otworze Parczew IG 1 (otw. 12) zostały one rozdzielone na osady batonu–keloweju i oksfordu. W dwóch otworach (Parczew IG 4 i Ostrów IG 1) wyróżniono osady jury środkowej i górnej jako nierozdzielone. W pozostałych otworach osady jurajskie mogą być przypisane oksfordowi.

Oksford

Oksford dolny + środkowy

Opis skał oksfordu i jego podział stratygraficzny przyjęto, jak w pierwszej wersji opracowania Stochlaka (1979a).

Wapienie gąbkowe i rafowe oraz dolomity opisano w otworze Parczew IG 1 (otw. 12) oraz w otworze Parczew IG 2 znajdującym się na obszarze arkusza Leszkowice przy samej granicy z obszarem arkusza Parczew.

W spągu serii występują wapienie detrytyczne i piaszczyste z wkładkami margli i dolomitów tworzące warstwę bulastą z bogatą fauną amonitów. W warstwie bulastej otworu (Parczew IG 1) stwierdzono m.in.: *Quenstedtoceras* (*Bourkelamberticeras*) cf., *Intermissus* Buckman, *Cosmoceras* (*Cosmoceras*) *spinosum* (Sowerby) oraz belemnit *Belemnopsis canacilatus* (Schlotheim), zespół, który wyznacza najniższy dolny oksford „dywez” o miąższości do 1 metra. Powyżej występuje seria wapienna wykształcona w postaci detrytycznych wapieni gąbkowych z wkładkami dolomitów oraz szczególnie w stropowych partiach profilu – czertów. Z dotychczas zebranych materiałów wynika, że w partiach profilu, które należy zaliczyć do oksfordu środkowego, następuje okresowe zróżnicowanie wykształcenia osadów tego piętra na badanym arkuszu: w części północno-zachodniej obszaru arkusza występują wapienie gąbkowe z czertami, zaś w północnej i północno-zachodniej – wapienie koralowcowe (Niemczycka, 1976). Miąższość omawianej serii na terenie arkusza wykazuje większe wartości rzędu 10 m w części zachodniej arkusza i waha się w przedziale od 62,5 (otwór Parczew IG 2) do 54,3 m (otwór 12, Parczew IG 1) [Stochlak, 1979a].

Oksford górny

Wapienie ooidowe, pelityczne, organodetrytyczne i rafowe.

Utwory te stanowiące zakończenie profilu na obszarze arkusza Parczew, odznaczają się większą jednolitością litofacjalną na badanym terenie niż osady leżące niżej. Są to różnego typu wapienie.

Przeważają wapienie oolitowe, oolitowo-onkolitowe-olitowo-grudkowe z przeławicami wapieni pelitycznych i afanitowych niekiedy typu litograficznego. Miejscami w stropie osadów obserwuje się niewielki wzrost marglistości (południowa część obszaru arkusza). Charakterystyczny jest brak wśród osadów węglanowych oksfordu górnego fauny amonitowej. Zastępuje ją bogata fauna ślimaków stanowiących podstawę do stratygraficznego wydzielenia tego podpiętra. Bogatą faunę ślimaków oraz małży i brachiopodów podaje T. Niemczycka, 1976. Miąższość omawianego kompleksu waha się w granicach 90–65 m, przy czym podobnie jak w przypadku osadów starszych jurajskich większe miąższości obserwuje się w obszarze zachodnim i południowo-zachodnim arkusza [Stochlak, 1979a].

c. Jura środkowa + górna

W większości otworów osady jury środkowej i górnej zostały ujęte jako nierozdzielone (przekrój geologiczny C–D).

Piaskowce, wapienie organodetrytyczne, ooidowe, pelitowe, dolomityczne, rafowe, dolomity i mułowce stwierdzono w otworach 47, 93, 103, 105, 117, 126 (przekrój geologiczny C–D), a ich opis nie różni się od opisu utworów keloweju–batonu i oksfordu. Do jury środkowej należą zwykle wapienie występujące w dolnej części profilu, a ich miąższości wynoszą przeciętnie kilkanaście metrów.

6. Kreda

Profil utworów kredy na omawianym terenie zaczyna się od utworów kredy dolnej – albu i zawiera dużą lukę stratygraficzną, obejmującą starsze piętra kredy dolnej. Kredę górną reprezentują skały cenomanu, turonu, koniak, santonu, kampanu i mastrychtu (Leszczyński, 2011). Utwory kredy przewiercone zostały we wszystkich 17 głębokich otworach badawczo-surowcowych na obszarze arkusza Parczew. Największe miąższości osadów kredy występują w południowo-zachodniej części badanego terenu i wynoszą one: 566,0 (otw. 126, Ostrów IG 1); 553,1 (otw. 105, Kolechowice 38); 542,0 (otw. 116, Kolechowice 37) i 535,2 m (otw. 114, Kolechowice 34). Najmniejsze miąższości skały kredy osiągają w części północnej obszaru – 407,0 m (otw. 47, Przewłoka IG 1). W części środkowej obszaru arkusza miąższość skał kredowych wynosi około 450 m. Spąg osadów kredowych zapada w kierunku południowo-zachodnim. Utworów kredy w otworach złożowych nie poddano badaniom paleontologicznym. Granice jednostek chronostatygraficznych w opisanych otworach są przypuszczalne, a miąższości osadów są jedynie przybliżone. Utwory kredy na niemal całym obszarze stanowią podłoże osadów czwartorzędowych, a miejscami znajdują się na powierzchni terenu.

Utwory wszystkich pięter kredy leżą prawie horyzontalnie i nie obserwuje się w nich żadnych przejawów tektoniki nieciągłej (przekrój geologiczny C–D).

a. Kreda dolna

Alb

Piaski i piaskowce glaukonitowe z fosforytami oraz margle zostały przewiercone we wszystkich 17 otworach głębokich. Utwory te wykształcone są w postaci piasków kwarcowo-glaukonitowych oraz słabo zwięzłych piaskowców glaukonitowych z drobnymi konkrekcjami fosforytów w stropie. W części spągowej występują zwykle piaski lub piaskowce słabo zwięzłe. Są to utwory płytkiego szelfu silikoklastycznego. Utwory albu tworzą ciągły horyzont o miąższościach zawierających się w przedziale od 23,0 (otw. 12, Parczew IG 1) do 4,0 m (otw. 112, Kolechowice 28). W części północnej i zachodniej obszaru arkusza Parczew miąższość osadów albu wynosi około 20 m, w części południowo-zachodniej – około 13–14 m.

b. Kreda górna

Utwory kredy górnej obejmujące wszystkie piętra, rozdzielone na podstawie badań mikropaleontologicznych występują w otworach badawczych: Parczew IG 1 (otw. 12), Przewłoka IG 1 (otw. 47), Parczew IG 3 i Parczew IG 4 (otw. 117 i 93) oraz w otworze Ostrów IG 1 (otw. 126). W pozostałych otworach osady kredy górnej ujęto jako nierozdzielone, natomiast na przekroju geologicznym C–D granice utworów poszczególnych pięter wyznaczono jako przypuszczalne. Ponadto badania mikropaleontologiczne skał mastrychtu wykonano w próbkach pobranych z otworów kartograficznych odwierconych na potrzeby opracowania arkusza Parczew (Stochlak, 1979a). Miąższość osadów kredy górnej waha się w przedziale około 400–520 m. Są to węglanowe osady otwartego morza.

Cenoman

Wapienie z glaukonitem, wapienie z fosforytami, wapienie margliste, margle piaszczyste i kreda pisząca. Utwory cenomanu zostały wyróżnione w pięciu otworach badawczych: 12 – Parczew IG 1, 117 – Parczew IG 3, 93 – Parczew IG 4, 47 – Przewłoka IG 1, 126 – Ostrów IG 1. Utwory te leżą na piaskowcach albu. W otworach w północnej i środkowej części obszaru arkusza osady te nawiercono w przedziale głębokości: 403,0 (otw. 47, Przewłoka IG 1) i 458,0 m (otw. 93, Parczew IG 4), a w południowej – na głębokości 508,3 (otw. 117 – Parczew IG 3) i 542,0 m (otw. 126 – Ostrów IG 1). Miąższości przewierconych skał cenomanu wahają się

w przedziale około 8–17 m. Zarówno dolna granica alb/cenoman, jak i górna cenoman/turon są niepewne i możliwe są przesunięcia ich o kilka metrów. Profil utworów cenomanu w otworze 12 – Parczew IG 1 – zaczynają wapienie margliste i margle piaszczyste z glaukonitem i fosforytami. Profil kończy 2-metrowa warstwa wapieni białych i kremowych z krzemieniami oraz wapienie inoceramowe. W profilu otworu 117 – Parczew IG 3 utwory cenomanu rozpoczynają wapienie z fosforytami, a kończą szare wapienie laminowane marglami. Kredę piszącą stwierdzono w otworze 117 – Parczew IG 3. Na podstawie badań mikropaleontologicznych otwornic (Witwicka, 1975a) z próbek pobranych z rdzenia wiertniczego otworu 117 – Parczew IG 3 wiek osadów został określony jako cenoman. Rozpoznano następujące gatunki otwornic: *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen), *Gavinella cenomapica* (Brotzen), *Gavinella lodziensis* (Gawor-Biedowa) i *Tritaxia pyramidata* Reuses (Stochlak, 1979a).

Turon

Kreda pisząca, wapienie kredowate i margle występują w otworach Parczew IG 1 (otw. 12), Parczew IG 3 (otw. 117), Parczew IG 4 (otw. 93), Przewłoka IG 1 (otw. 47) i Ostrów IG 1 (otw. 126). Miąższości przewierconych skał wynoszą kolejno: 102,0; 120,3; 116,5; 108,0 i 123,0 m. W otworze 12 – Parczew IG 1 osady zostały nawiercone w przedziale głębokości 342,0–444,0 m, w otworze 117 – Parczew IG 3 na głębokości 388,0–508,3 m, a w otworze 126 – Ostrów IG 1 – 419,0–542,0 m. Utworami tego piętra są kreda pisząca z konkrecjami krzemiennymi, miejscami laminowana substancją ilastą i marglami oraz wapienie kredowate. Te ostatnie w większości kończą profil tego piętra. Wiek turoński próbek skał z otworu 117 – Parczew IG 3 stwierdziła Witwicka (1975a) na podstawie badań skamieniałości otwornic. Stwierdzono tu takie gatunki, jak: *Gavelinella moniliformis* (Reuss), *Praeglobotruncan canaimbricata* (Mornod) oraz *Gavinella berthelini* (Keller).

Koniak

Kreda pisząca, margle i wapienie kredowate opisano jedynie w pięciu otworach: 12 – Parczew IG 1, 93 – Parczew IG 4, 47 – Przewłoka IG 1, 117 – Parczew IG 3 i 126 – Ostrów IG 1. W otworach 117 – Parczew IG 3 i 126 – Ostrów IG 1 utwory koniaków po weryfikacji stratygraficznej w 2008 r. są opisane łącznie z osadami santonu. W opracowaniu Stochlaka (1979a, b) w otworze Parczew IG 3 (otw. 117) wyróżniono osady koniaków o miąższości 52,5 m. Wykonano w nich badania mikropaleontologiczne otwornic (Witwicka, 1975b). Spośród otwornic rozpoznanych w próbkach pobranych z rdzenia wiertniczego w koniakach kończą swe zasięgi tylko *Stansjöina granulata* (Olberh) oraz *Stansjöina praeexsculpta* (Keller). W pierwszej wersji opracowania podano, że osady koniaków w tym otworze występują na głębokości 412,0–360,0 m, a w opisie profilu z 2008 r.

nierozdzielone osady koniaku i santonu – na głębokości 388,0–298,0 m. W związku z tym podane granice pięter są tylko prawdopodobne. W pozostałych otworach kreda pisząca z wkładkami margli, margle i wapienie kredowate osiągają miąższość około 27–23 m.

Santon

Kreda pisząca, margle i wapienie opisano w pięciu otworach: 12 – Parczew IG 1, 47 – Przewłoka IG 1, 93 – Parczew IG 4, 117 – Parczew IG 3 i 126 – Ostrów IG 1. Dominującą skałą santonu jest kreda pisząca. Skały santonu w otworach: 47 – Przewłoka IG 1 nawiercone zostały na głębokości 215,0 m, 12 – Parczew IG 1 – 266,0 m i 117 – Parczew IG 3 – 298,0 m. W ostatnim otworze osady santonu opisano łącznie z osadami koniaku. Różnice położenia stropu skał santonu mogą świadczyć o procesach erozyjnych zachodzących po akumulacji osadów bądź o procesach tektonicznych. Miąższości osadów santonu mieszczą się w granicach około 50–57 m. W próbkach z rdzenia otworu 117 – Parczew IG 3 Witwicka (1975a, b) oznaczyła występujące tam otwornice. Dwa z oznaczonych gatunków: *Stensiöina pomerana* Brotzen i *Stensiöina polonica* Witwicka są charakterystyczne dla santonu i nie są znane w młodszych piętrach kredy (Stochlak, 1979a).

Nierozdzielone utwory koniaku i santonu zostały opisane w otworze Parczew IG 3 (otw. 117) i Ostrów IG 1 (otw. 126). W opracowaniu Stochlaka (1979b) w otworze 117 – Parczew IG 3 utwory te zostały rozdzielone. Strop skał należy łączyć z santonem. Miąższość nierozdzielonych osadów w tych otworach wynosi 90,0 i 93,0 m. W otworze Parczew IG 3 skały tych pięter zostały stwierdzone w przedziale głębokości 298,0–388,0 m, a w otworze Ostrów IG 1 – 326,0–419,0 m.

Kampan

Kreda pisząca, margle i wapienie kampanu nierozdzielonego przewiercono w pięciu głębokich otworach: Parczew IG 1 (otw. 12), Parczew IG 3 (otw. 117), Parczew IG 4 (otw. 93), Przewłoka IG 1 (otw. 47) i Ostrów IG 1 (otw. 126). Skały kampanu górnego wyróżnił Stochlak w swym opracowaniu (1979a, b) w dwóch otworach kartograficznych: Przewłoka P5 (otw. 48) i Plebania Wola P6 (otw. 97). W wersji zaktualizowanej opracowania skały te zostały zaliczone do mastrychtu górnego. Utwory kampanu są mało zróżnicowane, reprezentowane są głównie przez kredę piszącą, margle i miejscami wapienie. Strop utworów kampanu w głębokich otworach nawiercono na głębokości od 143,0 (Przewłoka IG 1, otw. 47) przez 205,0 (Parczew IG 3, otw. 117) do 241,5 (Ostrów IG 1, otw. 126). Miąższość osadów kampanu waha się od 72,0 (otw. 47, Przewłoka IG 1) przez 89,0 (otw. 93, Parczew IG 4) do 93,0 m (otw. 117, Parczew IG 3). W otworze 117 – Parczew IG 3 utwory kampanu przewiercono na głębokości 205,0–298,0 m, a według Stochlaka (1979a, b) spąg

osadów kampanu znajduje się tu na głębokości 304,5 m. Witwicka (1975a, b) wykonała badania mikropaleontologiczne próbek pobranych z rdzenia otworu Parczew IG 3. Spośród otwornic oznaczone zostały gatunki charakterystyczne dla kampanu: *Cibicides involuta* Heuss, *Bolivinoide slaevigata* (Marre), *Bolivinoidea decorata* (Jones), *Bolivinoidea mielnicensis* Breda, *Stensioina gracilis* Brotzen, *Gavelinella astenlligera* (Marre), *Gavelinella umbilicatula* Mjatluk, *Gavelinella elementiana* (d'Orbigny) (Stochlak, 1979a). Według Witwickiej miąższość skał górnej części kampanu opisanych w profilu otworu Parczew IG 3 jest zredukowana (Stochlak, 1979a).

Mastrycht

Utwory mastrychtu zostały przewiercone we wszystkich 17 otworach głębokich, lecz tylko w pięciu z nich określono granice piętra chronostratygraficznego (otw.: 12 – Parczew IG 1, 47 – Przewłoka IG 1, 93 – Parczew IG 4, 117 – Parczew IG 3 i 126 – Ostrów IG 1). Miąższość utworów mastrychtu wynosi od 239,5 (otw. 126 – Ostrów IG 1) do 117,0 m (otw. 47 – Przewłoka IG 1). Tylko w otworach 117 – Parczew IG 3 i 126 – Ostrów IG 1 rozdzielono skały mastrychtu dolnego i górnego. Ponadto skały mastrychtu, oprócz głębokich otworów, nawiercono w około 84 otworach archiwalnych, a także w otworach kartograficznych.

Utwory mastrychtu stwierdzono m.in. w otworach: Jasionka P3 (otw. 43) i Makoszka P8 (otw. 96). Stochlak (1979a, b) skały w omawianych otworach zaliczył do mastrychtu dolnego. Jednak badania mikropaleontologiczne próbek z tych skał nie dają jednoznacznych przesłanek co do ich wieku. Wyróżnienie różnowiekowych podpięter stratygraficznych (mastrycht dolny i mastrycht górny) metodami biostratygraficznymi w północno-wschodniej części obszaru arkusza sugeruje występowanie uskoków, które musiały powstać w fazie laramijskiej alpejskiej epoki tektonicznej. Utrudnieniem w interpretacji stratygraficznej jest praktycznie jednakowe wykształcenie litologiczne osadów mastrychtu dolnego i górnego. W otworze Jasionka P3 (otw. 43) utwory mastrychtu nawiercono na głębokości 58,7–67,0 m, a w otworze Makoszka P8 (otw. 96) – 68,7–72,5 m. Powyżej znajdują się utwory czwartorzędowe.

Litologicznie utwory te niezbyt różnią się od utworów mastrychtu górnego. W płytkach mikroskopowych są to skały wapienno-ilaste (wapienie ilaste) o strukturze aleurytowo-kryptokrystalicznej i teksturze bezładnej, niekiedy smugowo-warstwowej, porowatej w biomikrofacji spikulowo-otwornicowej i otwornicowej, niekiedy radiolariowo-otwornicowej. Utwory te zawierają zespół otwornic: *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Cibicoides involuta* (Reuss), *Cibicoides bembix* (Marsson), *Globotruncana arca* (Cushman), *Gavellinella pertusa* (Marsson), *Gavellinella danica* (Brotzen), *Osangularia corderiana* (d'Orbigny) wskazujący na mastrycht górny (A. Pożaryska, 1976).

Brak jednakże szeregu typowych form dla mastrychtu górnego, jak również przewodniej dla dolnego mastrychtu formy *Lingulogavellinella gracilis* (Marsson). Nannoplankton wskazuje jednoznacznie na mastrycht dolny, poziom NP *Lithraphidites quadratus*. Obok formy indeksowej *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini występują *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, *Eiffellithus regularis* (Górka), *Camptnerius magnificus* Deflandre, *Microrhabdulus decoratus* Deflanare, *Microrhabdulus strandneri* (Bramlette et Martini), *Staurolithites bochotnicae* (Górka), *Chiastozygus amphipous* (Bramlette et Martini). *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre) [Stochlak, 1979a].

W kontekście wyników badań otwornic uznanie tych osadów za dolnomastrychckie budzi poważne wątpliwości. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że opisywane utwory powstały w mastrychcie górnym.

Mastrycht dolny

Kreda pisząca, margle i wapienie mastrychtu dolnego w otworze Parczew IG 3 (otw. 117) występują na głębokości 150,0–205,0 m i osiągają miąższość 55,0 m, a w otworze Ostrów IG 1 (otw. 126) – na głębokości 148,0–241,5 m, a ich miąższość wynosi 93,5 m.

Mastrycht górny

Kreda pisząca, margle i wapienie mastrychtu górnego występują w podłożu utworów czwartorzędu na większości obszaru arkusza Parczew z wyjątkiem opisywanego wyżej terenu w północno-wschodniej jego części, a także rejonu Siemienia i częściowo Tyśmienicy, gdzie w podłożu utworów czwartorzędowych występują osady eocenu górnego. Utwory mastrychtu górnego występują na powierzchni terenu lub tuż pod nią w rejonie doliny Tyśmienicy. Na powierzchni terenu występują w rejonie Siemienia, Tulnik, Władysławowa, Tyśmienicy (punkt dok. 9) i Komornego (punkt dok. 6). Koło Tyśmienicy, bezpośrednio nad kredą piszącą, stwierdzono brązowe ily zwietrzelinowe z klastami kredy, o miąższości 20 cm. Występowanie osadów kredy na powierzchni lub tuż pod nią sprzyjało w tych rejonach rozwojowi procesów krasowych (opisanych w rozdziale Ukształtowanie powierzchni terenu). W pozostałych rejonach obszaru arkusza skały mastrychtu górnego nawiercone zostały na głębokości kilkanaście–kilkadziesiąt metrów (rejon obniżenia południkowego Jedlanka–Parczew). Miąższość osadów mastrychtu górnego opisana w otworze Parczew IG 3 (otw. 117) wynosi 117,5 m, a w otworze Ostrów IG 1 (otw. 126) – 146,0 m. W otworze Parczew IG 3 (otw. 117) strop został nawiercony na głębokości 32,5 m, a w otworze Ostrów IG 1 – na głębokości 2,0 m. Wiek tych osadów – mastrycht górny – został określony na podstawie występujących w nich

skamieniałości otwornic charakterystycznych dla tego podpiętra (Witwicka, 1974, 1975a, b). Badania otwornic przeprowadzono także w próbkach pobranych z otworu Parczew IG 4 (otw. 93).

Wiek utworów nawierconych w 84 otworach archiwalnych przyjęto jako górnomastrychcki na podstawie korelacji stratygraficznej z profilami otworów, w tym kartograficznych, w których wiek ten udokumentowano metodami paleontologicznymi. Badania mikropaleontologiczne (otwornic i nanoplanktonu) wykonano w następujących otworach kartograficznych: Makoszka P9 (otw. 95), Kol. Gródek P11 (otw. 104), Brzeźnica Książęca P10 (otw. 101), Białka P15 (otw. 121), J. Kleszczów 2 i J. Kleszczów 1 (otw. 118, 119); J. Miejskie 2 i J. Miejskie 1 (otw. 127, 128). W profilach otworów kartograficznych

przeważają wapienie, wapienie ilaste i margliste typu kredy piszącej w biomikrofacji otwornicowej, spikulowo-otwornicowej, niekiedy radiolariowo-otwornicowej. W utworach tych stwierdzono liczną makrofaunę i mikrofaunę. Makrofauna pochodzi głównie ze skał z odsłoneń oraz studni kopanych. Stwierdzono tu liczne *Belemnella casimiroviensis* (Skołozdrówna) (Tyśmienica), *Carneithyris carnea* (Sowerby) (Tyśmienica), gąbki (Władysławów, Tyśmienica), liczne małże, gładkie i żebrowane, w szczególności *Ostrea (Gryphea) vesicularis* Lamarek (formy młodociane), oraz *Pteria* sp. (cf. *danica* Ravn), mszywioly oraz korale osobnicze. Pospolite są ślady po mułojadach oraz odizolowane fragmenty ryb kostnoszkieletowych (łuski, kręgi, otolity). W jednym z otworów znaleziono formę *Hoploscaphites constrictus* Sowerby var. sp. Mikrofauna otwornicowa obejmuje formy typowe dla mastrychtu: *Bolivinooides peterssoni* Brotzen, *Neoflabellina recitulata* (Reuss), *Bolivina incrassata* Reuss, *Cibicidoides bembix* Marsson, *Anomalinooides praeacuta* Vassilenko, *Anomalinooides pinguis* (Jernings), *Gavellinella danica* (Brotzen), *Anomalina danica* (Brotzen), *Frondicularia kasimirii* Pożryska. Reprezentowany jest tu zarówno poziom wyższy mastrychtu górnego bez *Stensioina* z przewodnimi gatunkami *Anomalina danica* (Brotzen) i *Gavellinella ekblomi* (Brotze), jak i poziom niższy górnego mastrychtu (odpowiadający wiekowo poziomowi ze *Stensioina pomerana* Brotzen), *Globotruncana area* (Cushman), *Globotruncana havanensis* Voorwijk oraz *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny) (K. Pożaryska, 1976; E. Witwicka, 1966, 1975b). Mikroflora nanoplanktonowa potwierdza górny mastrycht jako wiek opisywanych utworów, wyznaczając ich przynależność do poziomu NP *Nephrolithus frequens* Górka. Obok formy indeksowej występują: *Zygodiscus spiralis* Bramlette et Martini, *Prediscosphaera crecata* (Archangelsis), *Prediscosphaera spinosa* (Bramlette et Martini), *Eitrellithus turriseiffelo* (Deflandre et Fert) (E. Gaździcka, 1976) [Stochlak, 1979a].

Ponadto do mastrychtu górnego zaliczono skały nawiercone w dwóch otworach kartograficznych: Przewłoka P5 (otw. 48) i Plebania Wola P6 (otw. 97), znajdujących się około 5 km na południe

od Parczewa. Osady te zostały zaliczone przez Stochlaka (1979a, b) do kampanu górnego. Utwory te występują w spągu osadów czwartorzędowych. W otworze Przewłoka P5 skały mastrychtu górnego występują na głębokości 39,5–49,5 m (przekrój geologiczny A–B), a w otworze Plebania Wola P6 – 43,4–50,0 m.

W badanych profilach otworów występują

[...] szare wapienie kredowate z przerostami kredy marglisto-krzemionkowej oraz z przewarstwieniami opoki kredowatej, marglistej z szarymi czertami, glaukonityczne, miejscami nieco piaszczyste. W płytkach mikroskopowych są to wapienie ilasto-krzemionkowe i wapienie ilaste o strukturze aleurytowej i kryptokrystalicznej i teksturze bezładnej względnie smugowanej. Smugowanie zaznacza się nagromadzeniem glaukonitu, szczątków organicznych i minerałów ilastych. Pospolite są struktury bioturbacyjne. Przeważa biomikrofacja otwornicowo-spikulowa lub spikulowo-otwornicowa, partiami spikulowa. Mikrofauna otwornicowa jest uboga i niecharakterystyczna. Wiek omawianych otworów określono na podstawie nannoplanktonu. Stwierdzono tu zespół kokolitowy z *Tetralithus aculeus* Stradner, *Broinsonia parca* (Stradner), *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, *Micula staurophora* (Gardet), *Microrhabdus stradneri* Bramlette et Martini, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Cibrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, charakterystyczny dla kampanu (K. Gaździcka., 1976). Obecność gatunku *Lithraphidites carnidensis* Deflandre zdaje się wskazywać na bliskość granicy mastrychtu, to jest na kampan górny wyższy [Stochlak, 1979a].

Uznanie tych osadów za górnokampańskie budzi jednak pewne wątpliwości, gdyż opiera się ono wyłącznie na wynikach badań nanoplanktonu. Wyniki badań otwornic nie umożliwiają doprecyzowania wieku osadów. Nanoplankton charakterystyczny dla kampanu górnego mógł się znaleźć na wtórnym złożu. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że opisywane osady należą do mastrychtu górnego. Wyniki badań geofizycznych nie potwierdzają uskoków w skałach kredy. Domniemany uskok w rejonie Przewłoki musiałby mieć amplitudę około 150–200 m, czego nie potwierdza sytuacja geologiczna tego obszaru (przekrój geologiczny A–B).

7. Paleogen

Paleogen na badanym terenie reprezentowany jest przez osady eocenu. Istnieje możliwość, że skały stropowej części mastrychtu górnego w niektórych profilach mogą reprezentować paleocen dolny. Osady węglanowo-krzemiankowe paleocenu dolnego o miąższości 4 m zostały rozpoznane w otworze Parczew IG 10 znajdującym się na obszarze sąsiedniego arkusza Wołyn (Marszałek i in., 2001a, b). Wiek tych skał jest tylko przypuszczalny, gdyż nie został udokumentowany badaniami paleontologicznymi.

a. Eocen

Eocen na badanym terenie reprezentowany jest przez utwory tzw. formacji Siemienia, której dolna część odpowiada eocenowi środkowemu (bartonowi), a górna – eocenowi górnemu (priabonowi). Badania paleontologiczne wskazują, że osady znajdujące się w Siemieniu należy przypisać eocenowi górnemu (priabonowi). Osady formacji Siemienia wykształcone są w postaci piasków i mułków glaukonitowo-kwarcowych ze żwirikami kwarcowymi i fosforytami z domieszką glaukonitu oraz lokalnie w postaci ilów glaukonitowych lub wapnistych ilów piaszczystych z fauną. Miąższość formacji z Siemienia waha się w granicach 1,4–57,0 m (średnio około 16 m) i rośnie ku północnemu zachodowi (Kasiński, 2019). Pełne profile formacji z Siemienia, znane z północnej części omawianego obszaru (okolice Radzyna Podlaskiego), charakteryzuje trójdzielność litologiczna (Uberna, 1976; Uberna, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). Na utworach mastrychtu i ich zwietrzelinach leży lokalnie transgresywna warstwa piasków glaukonitowo-kwarcowych z dobrze obtoczonymi okruchami żwirów kwarcowo-fosforytowych o średnicy do 2 cm (warstwa fosforytonośna). Ku stropowi frakcja osadów maleje, przechodząc w piaski wapniste ilaste i ily. W osadach tych występują miejscami znaczne koncentracje małży (*Ostrea* sp., *Pecten* sp.), koralu i mszywiolów oraz okruchy bursztynu, a sporadycznie także drobne ksylity. Środkowym członem sekwencji osadowej jest kolejna warstwa fosforytonośna, wykształcona w postaci szarozielonych piasków glaukonitowo-kwarcowych, pyłowatych, z licznymi konkrecjami fosforytowymi o wielkości do 7 cm i obfitą fauną koralu, mięczaków i otwornic. Najwyższy człon sekwencji osadowej jest reprezentowany przez glaukonitowo-kwarcowe piaski drobnoziarniste, wapniste, ku stropowi przechodzące w utwory odwapnione: piaski, mułki i ily z wkładkami gez. We wkładkach gez występują szczątki małży (*Ostrea* sp., *Pecten* sp.). W południowej części omawianego obszaru (okolice Lubartowa) brak jest osadów najniższego członu sekwencji litologicznej (Mojski i in., 1966; Kosmowska-Ceranowicz i in., 1990).

Eocen górny

Piaski, mułki i ily glaukonitowe z fosforytami eocenu górnego występują w podłożu utworów czwartorzędu w północno-zachodniej części w okolicach Żminnego, Siemienia, Wólki Siemieńskiej, Glinnego Stoku, Miłkowa, a także koło Parczewa. Utwory eocenu górnego z licznymi bursztynami występują w okolicach Niedźwiady, Górki Lubartowskiej i Leszkowice na obszarze arkusza Leszkowice (Żarski, 2023a, b). W okolicy Siemienia, Wólki Siemieńskiej, a także Tyśmienicy utwory eoceni występują na powierzchni terenu lub tuż pod nią. Utwory eocenu górnego zostały rozpoznane w 11 otworach, a w ośmiu zostały przewiercone. Największą miąższość, 20,3 m, osiągają w otworze 6 – Glinny Stok. Osady eocenu występują tu na głębokości 7,7–28,0 m.

Profil w tym otworze rozpoczynają czarne ły z pojedynczymi fosforytami, powyżej których znajdują się piaski różnoziarniste kwarcowo-glaukonitowe z fosforytami i piaski kwarcowo-glaukonitowe. W otworze 1 – Żminne miąższość osadów eocenu wynosi 11,0 m, a w pozostałych otworach – jedynie kilka metrów. W Tyśmienicy, w krawędzi doliny rzeki o tej samej nazwie ponad kredą piszącą mastrychtu górnego znaleziono ły i mułki glaukonitowe oraz piaski i żwiry kwarcowo-glaukonitowe o miąższości od 0,2 do 1,0 m (punkt dok. 10). Osady te znajdują się na głębokości od 0,5 do 1,5 m. Powyżej osadów eoceńskich znajdują się utwory deluwialne. W pierwszej wersji arkusza w Tyśmienicy utwory eoceńskie nie zostały udokumentowane. Serię osadów z glaukonitem wiązano z pliocenem. Seria opisana przez Stochlaka (1979a) składała się z trzech części: piaski i żwiry kwarcowe z rogowcami, mułki i ły glaukonitowe oraz piaski i żwiry kwarcowe z rogowcami i glaukonitem. Górna część opisywanych osadów w niniejszym opracowaniu przypisana jest pliocenowi, a środkowa i dolna – eocenowi górnemu.

W okolicach Siemienia osady eoceńskie zostały rozpoznane tylko w jednym odsłonięciu (punkt dok. 1). W pozostałych miejscach, ze względu na dość gęstą zabudowę i infrastrukturę, nie udało się zweryfikować granic występowania utworów eocenu górnego. W odsłonięciu w okolicach Siemienia poniżej piasków i żwirów wodnolodowcowych Sanu 2 występują ciemnoszare mułki przechodzące w jasnoszare i zielonkawe ły. W opisie Stochlaka (1979a) pojawia się informacja, że w zielonkawych łąch występują pojedyncze okruchy bursztynów. Miąższość łąw dochodzi do 4 m. ły te były osobnym wydzieleniem na mapie Stochlaka (1979b). Osady te występują tylko w jednym miejscu – przy drodze z Siemienia do Wólki Siemieńskiej. W niniejszej aktualizacji opracowania ły te ujęto jako jedno wydzielenie górnoeoceńskie.

Na utworach mastrychtu górnego, a ściślej na jego zwierzchności leżą transgresywne osady piaszczysto-glaukonitowe, zwykle słabo wapniste oraz liczne konkrecje fosforytowe. Stwierdzona miąższość warstwy fosforytowej waha się od 23 do 33 cm dla poszczególnych wyrobisk, ale może wynosić w obrębie jednego szybika od 8 cm do 42 cm (J. Uberna, 1969). Ponad warstwą fosforytonośną leży seria piaszczysto-mułkowa ku górze coraz bardziej wapnista, zawierająca obfitą makrofaunę: korale, mszywioly, małże, ślimaki, jeżowce, kręgowce (zęby ryb, kręgi, łuski, otolity) oraz mikrofaunę (E. Woźny, 1966a, b, 1974; K. Pożaryska i S. Loker, 1971; K. Pożaryska i E. Odrzywolska-Bieńkowska, 1977; J. Uberna, E. Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). Najbardziej charakterystyczne gatunki makro- i mikrofauny podano na figurze 1. E. Woźny (1974) wymienia stąd ponad 50 gatunków makrofauny, a K. Pożaryska i E. Odrzywolska-Bieńkowska (1977) ponad 65 gatunków otwornic, w tym także kilka gatunków otwornic planktonicznych. Wiek omawianych utworów określa S. Woźny (1974) na podstawie makrofauny na niższą część (poziom H) górnego bartonu, K. Pożaryska i S. Locker (1971) na

podstawie mikrofauny otwornicowej i naonoplanktonu na niższą część eocenu górnego. W standardowym podziale biostratygraficznym trzeciorzędu mikrofauna ta odpowiada zonie nannoplanktonowej NP 17 *Discoaster saipanensis* oraz poziomowi otwornicowemu *Globorotalia corpulenta* względnie – wydzielonemu w standardowym profilu biostratygraficznym Rosji – równowiekowemu poziomowi *Globigerinoides conglobatus*. Należy jednak wyraźnie podkreślić, że żadnej z wymienionych indeksowych form otwornicowych czy nannoplanktonicznych w osadach eocenu górnego z Siemienia nie znaleziono. Nie jest więc wykluczone, że wiek tych osadów jest nieco młodszy, w przybliżeniu odpowiadający wyższej części eocenu górnego (bartonowi) maksymalna miąższość osadów eocenu górnego w okolicy Siemienia wynosi około 3,8–6,5 m (J. Uberna, 1969) [Stochlak, 1979a].

8. Neogen

a. Pliocen

Jako plioceńskie uznano osady piaszczysto-żwirowe występujące w Tyśmienicy. Stochlak (1979a, b) także, choć tylko w części, zaliczył je do pliocenu. Nie można jednak wykluczyć ich dolnopolejstoczeńskiego (preglacialnego) wieku.

Piaski, żwiry kwarcowe z rogowcami i mułki rzeczne występują w Tyśmienicy po zachodniej stronie drogi przebiegającej przez osadę. W pierwszej wersji arkusza Parczew osady te przedstawione zostały prawie na całej długości miejscowości Tyśmienica. W niniejszym opracowaniu występują tam utwory eocenu górnego przykryte piaskami deluwialnymi. Podczas prac terenowych znaleziono charakterystyczną serię piasków średnioziarnistych zlepionych materiałem ilastym, pod którymi występują piaski różnoziarniste ze żwirami z charakterystyczną barwą rudobrazową. W składzie petrograficznym podczas badań makroskopowych nie stwierdzono w osadach piaszczysto-żwirowych skał ze Skandynawii, a także skaleni. Jest to głównie kwarc, miejscami z pojedynczymi rogowcami. Miąższość tych osadów wynosi około 2 m. Archiwalny opis tych osadów przedstawia się następująco:

Górną jej część tworzą piaski drobno- i średnioziarniste, kwarcowe, z domieszką glaukonitu oraz pojedynczymi żwirkami kwarcowymi i skał krzemionkowych o średniej do 2 cm. Ziarna frakcji piaszczystej są ostrokrawędziste i słabo obtoczone, błyszczące, ze znacznym udziałem ziarn zmatowiałych we frakcji grubopiaszczystej. Dolna część tej serii złożona jest z gruboziarnistych piasków ze żwirami i żwirów, kwarcowych i kwarcowo-rogowcowych. Morfologia ziarna jest analogiczna do górnej części serii. W spągowych warstwach występuje liczny glaukonit [Stochlak, 1979a].

9. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Osady plejstocenijskie na obszarze arkusza Parczew reprezentowane są przez utwory zlodowaceń: najstarszych, południowopolskich, ekstraglacialne – środkowopolskich, północnopolskich oraz dzielących je interglacjałów augustowskiego i małopolskiego. Podziału stratygraficznego dokonano na podstawie analizy i korelacji przestrzennej poziomów litostratygraficznych, popartych wskaźnikami uzyskanymi z próbek podczas badań laboratoryjnych: palinologicznych, litologiczno-petrograficznych i wieku bezwzględnego. Największą zmianą w podziale stratygraficznym utworów na obszarze arkusza Parczew w stosunku do pierwszej wersji opracowania jest wydzielenie na powierzchni terenu osadów zlodowacenia Sanu 2 (omówienie w rozdziale Wstęp). Pociągnęło to za sobą reinterpretację stratygrafii prawie całego profilu osadów plejstocenijskich na tym obszarze. Bardzo dużą zmianą w stosunku do pierwszej wersji mapy jest też odmienna klasyfikacja genetyczna form i osadów występujących na powierzchni. Dotyczy to głównie tarasów kemowych występujących wzdłuż doliny Tyśmienicy, kemów, a także bardzo rozległych moren martwego lodu ze zlodowacenia Odry, wyróżnionych w opracowaniu Stochlaka (1979a, b). Autor tłumaczył genezę tych form wytapianiem się licznych brył martwego lodu z lądolodu zlodowacenia Odry, nie biorąc pod uwagę działalności wód płynących oraz procesów krasowych w rozwoju doliny Tyśmienicy. Obszary, na których wyróżniono tzw. moreny martwego lodu, charakteryzują się występowaniem bardzo licznych zagłębień bezodpływowych. Genezę tych zagłębień Autor tłumaczył wytapianiem się brył martwego lodu. Podczas prac na potrzeby aktualizacji okazało się, że na tych obszarach osady kredowe występują płytko, a opisywane zagłębienia mają genezę krasową i są to najczęściej leje krasowe. O rzeźbie krasowej w okolicach Siemienia pisał w 1947 r. A. Jahn. Na przekroju geologicznym A–B, pod aluwiami zlodowacenia Wisły w dolinie Tyśmienicy Stochlak (1979b) przedstawił osady tarasu kemowego i kem „zlodowacenia środkowopolskiego”. Taka interpretacja jest bardzo kontrowersyjna i wydaje się nie mieć uzasadnienia. Pewne wątpliwości budzi także geometria wydzieleni litologicznych.

W pierwszym opracowaniu (Stochlak, 1979a, b) zakładano, że istniało jedno zlodowacenie południowopolskie z dwoma stadiami – dolnym i górnym – rozdzielone okresem interstadialnym. W aktualizacji arkusza stadiał dolny „zlodowacenia południowopolskiego” zidentyfikowany jest ze zlodowaceniem Nidy, a górny – ze zlodowaceniem Sanu 1.

W obecnej wersji aktualizacji mapy wykonano dwa przekroje geologiczne wzdłuż linii o innym przebiegu, niż na mapie w pierwszej wersji (por. Wstęp). Bardzo pomocne w poznaniu budowy geologicznej okazały się nowe profile geologiczne pozyskane z wierceń hydrogeologicznych, badawczych i surowcowych. Największe miąższości utworów czwartorzędowych występują na wschód

od doliny Tyśmienicy, w formie erozyjnej (rynnowo-dolinnej) wypreparowanej w skałach mastrychtu górnego. Skały kredowe poza doliną Tyśmienicy opadają stromym stokiem (tabl. IV), prawdopodobnie w miejscu uskoku. Obniżenie spągu osadów czwartorzędowych kontynuuje się aż do północnej granicy opracowania (przekrój geologiczny A–B). Oś tego obniżenia ma kierunek południkowy i przebiega od Nowej Jedlanki przez Makoszkę po Parczew. Jest to forma poligenetyczna wypełniona głównie różnowiekowymi osadami piaszczysto-żwirowymi. Obniżenie to kształtowały procesy erozji wód pod lądolodem, ale także erozji wód rzecznych, a następnie akumulacji. Maksymalna miąższość osadów wypełniających to obniżenie wynosi 70,5 m (otw. 35 w Parczewie). W pozostałych otworach znajdujących się w osiowej części obniżenia w Parczewie miąższość utworów czwartorzędowych waha się od 60,0 m (otw. 12) do 66,7 m (otw. 41). W Makoszce (otw. 96) miąższość osadów czwartorzędowych wynosi 68,7 m, a w Rudce w południowo-wschodniej części badanego obszaru – 57,3 m (otw. 121). Autor pierwszej wersji prawie całą dolną część osadów piaszczysto-żwirowych wypełniających opisywane obniżenie zaliczył do interglacjału mazowieckiego. W świetle faktów geologicznych taka koncepcja nie znajduje uzasadnienia. Przy wschodniej granicy obszaru arkusza miąższość osadów czwartorzędowych wynosi około 40 m: otwór 133 – 38,4 m; otwór 121 – 42,0 m; otwór 48 – 39,5 m. W rejonie doliny Tyśmienicy okolice Siemienia, Jezior, Tulnik, Woli Tulnickiej, Tyśmienicy, Jam, Bójki, Jeziora Obradowskiego i Ostrowa Lubelskiego osady kredowe miejscami występują na powierzchni terenu, a miąższość osadów czwartorzędowych wynosi przeciętnie kilka metrów. Miąższość osadów czwartorzędowych w południowo-zachodniej części badanego obszaru wynosi około 25–30 m (otw. 113, 114), a w północno-zachodniej – od 12,0 (otw. 58) do 45,6 m (otw. 4).

Najstarszym ogniwem czwartorzędu jest plejstocen dolny (preglacjał, preplejsocen), w którym zaznaczały się – charakterystyczne dla całego czwartorzędu – częste wahania klimatu. Plejstocen dolny trwał od około 2,6 do 1,2 mln lat i obszar Polski nie był wówczas pokryty lądolodem. W związku z tym osady tego piętra reprezentowane są głównie przez utwory rzeczne, jeziorne i deluwialne. Wśród osadów plejstocenu dolnego nie znajduje się skał ze Skandynawii. Sedymentacja osadów odbywała się w cyklach klimatycznych, naprzemian ciepłych i chłodnych: dwóch pięter zimnych – Różce i Otwock oraz dwóch pięter ciepłych – Ponurzyca i Celestynów (Baraniecka, 1975; Stuchlik, 1975; Bujak i in., 2016). W nieformalnym podziale w kompleksie preglacjalnym wyróżnia się serie: kozienicką (Kosmowska-Ceranowicz, 1966) i krasnostawską (Mojski, 1964). Serię kozienicką tworzą piaski, żwiry i mułki stożków napływowych, które były akumulowane przez rzeki płynące z południa i południowego wschodu. Osady te akumulowane były w położeniu wysoczyznowym. Serię krasnostawską tworzą utwory rzeczne, które były akumulowane w dolinach. Uważa się, że osady

serii krasnostawskiej są młodsze od utworów serii kozienickiej. Osady serii kozienickiej zostały udokumentowane w otworze Plancie na obszarze sąsiedniego arkusza Wołyń. Są to utwory rzeczne o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. W Wólce Komarowskiej także na obszarze tego arkusza zostały udokumentowane utwory jeziorne serii kozienickiej (Marszałek i in., 2001a, b). Gliny i żwiry zwietrzelinowe, piaski ze żwirami rzeczne oraz mułki jeziorne zaliczone do preplejstocenu wyróżniono także na obszarze arkusza Sosnowica (Dolecki i in., 1990).

Autor pierwszej wersji arkusza Parczew do preplejstocenu zaliczył osady rzeczne występujące w trzech otworach kartograficznych: 96 – Makoszka P8, 120 – Rudka P16 i 121 – Białka P15. Stochlak wyróżnił tu dwie serie: dolną rzeczną i górną „prawdopodobnie limniczną”. „Osady serii dolnej rozpoczyna cienka warstwa (0,4 m) żwirów, zbudowana z granitoidów, kwarców i węglanowych skał lokalnych” (Stochlak, 1979a). Zawartość granitoidów we frakcji żwirowej wskazuje na ich pochodzenie ze Skandynawii, a tym samym na ich związek z transportem lodowcowym. Taki skład żwirów wyklucza ich dolnopolejstocenijski wiek. Wiek tych osadów (występujących w spągowej części otw. 25 – przekrój geologiczny A–B zamieszczony na planszy pierwszej wersji mapy; Stochlak, 1979b) został zreinterpretowany w poniższej aktualizacji na zlodowacenie Narwi i interglacjał augustowski. Litologia osadów zaprezentowanych na wyżej wymienionym przekroju w miejscu otworu w Makoszce jest niezgodna z ich opisem w kartach wiertniczych. Ponadto autor Stochlak przytoczył w opisie osadów wyniki badań laboratoryjnych, nie podając ani głębokości pobranych próbek, ani numerów otworów, co bardzo utrudnia odbiór i uniemożliwia weryfikację tych badań. Wszystkie powyższe wątpliwości zdecydowały, że w niniejszej aktualizacji nie zostały wyróżnione osady plejstocenu dolnego. Nie można wykluczyć, że osady plejstocenu dolnego nie występują na badanym terenie. Brak dokładnych opisów i badań laboratoryjnych nie pozwala jednak na potwierdzenie tej tezy czy jej odrzucenie.

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Na badanym obszarze nie ma jednoznacznych dowodów na wyróżnienie utworów zlodowacenia Narwi. Można przyjąć, że poziomy żwirowo-głazowe nawiercone w spągowych częściach głębokich struktur rynnowo-dolnych należą do zlodowacenia Narwi. Na obszarze sąsiedniego arkusza Leszkowice, na głębokości 85,2–92,5 m w otworze w Luszawie nawiercono gliny zwałowe zlodowacenia Narwi (Żarski, 2023a, b).

Żwiry i piaski rezydualne wyróżnione zostały w otworze 120 (Rudka P16) na głębokości 56,9–57,3 m. Są to żwiry granitoidowe, kwarcowe, a także skał lokalnych. Prawdopodobnie

warstwa ta stanowi reziduum po glinach zwałowych. Opisywane osady położone są bezpośrednio na marglach mastrychtu górnego (przekrój geologiczny E–F – tabl. II; między Jeziorem Miejskim a otw. 129). Utwory te Stochlak (1979a, b) uznał za preglacjalne osady rzeczne. Otwór 120 zlokalizowano około 1,5 km na północ od wyznaczonej linii przekroju i można przyjąć, że sytuacja geologiczna przedstawiona na przekroju geologicznym jest podobna do tej z otworu.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości 0,5 m wyróżniono w otworze 35 w Parczewie na głębokości 69,0–70,0 m. Przynależność stratygraficzna i geneza osadów są prawdopodobne. Utwory wodnolodowcowe leżą na marglach mastrychtu górnego.

Interglacjał augustowski

Utwory uznane w niniejszej aktualizacji za pochodzące z interglacjału augustowskiego, w pierwszej wersji arkusza Parczew Stochlak (1979a, b) zaliczył do preplejstoceńskich osadów rzecznych. Występują one w głębokich obniżeniach podłoża osadów czwartorzędowych.

Piaski i iły rzeczne zostały wyróżnione w otworach kartograficznych: 120 (Rudka P16) i 96 (Makoszka P8). Przynależność stratygraficzna tych osadów do interglacjału augustowskiego jest jedynie prawdopodobna. Ich przyporządkowanie do genezy rzecznej wynika z analizy badań laboratoryjnych próbek pobranych z rdzeni. W Rudce (otw. 120) są to piaski średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych. Zostały one nawiercone na głębokości 46,4–56,7 (10,3 m). W spągu tych osadów znajduje się 20-centymetrowa wkładka iłów szarozielonych. Powyżej tych osadów znajduje bruk morenowy, którego wiek można uznać za zlodowacenie Nidy. Sytuacja geologiczna opisywanych utworów przedstawiona jest na przekroju geologicznym E–F między otworem 129 a Jeziorem Miejskim (tabl. II). W Makoszce do interglacjału augustowskiego zaliczono 4-metrową warstwę piasków drobno- i średnioziarnistych rozdzielonych 60-centymetrową warstwą iłów ciemnoszarych. Utwory te położone są na jasnoszarych marglach mastrychtu górnego.

Zasadniczą część tej podserii tworzą piaski średnioziarniste, zawierające wyraźną przewagę frakcji 0,5–0,25 mm (od 38 do 55%) nad frakcją gruboziarnistą (1,0–0,5 mm; 14 do 32%) i drobnoziarnistą (0,25–0,1 mm; 11 do 27%). Wskaźniki uziarnienia tych osadów wyliczone według wzorów H.L. Folka i W.C. Warda (1957) kształtują się następująco: średnia wielkość ziarn M_z od 1,38 do 1,69, wysortowane δ od 0,86 do 1,21, asymetria Sk_1 od 0,03 do 0,43, kurtoza K_G od 1,10 do 1,97. Skład frakcji ciężkiej charakteryzuje się zespołem granatowo-turmalinowym zawartości, kolejno 43–46% i 10–15% przy obniżonej zawartości amfiboli 6 do 12%. Obtoczenie ziarn kwarcu wykazuje dobrą obróbkę, wskazując na genezę rzeczna osadu [Stochlak, 1979a].

Autor pierwszej wersji opracowania powyższe osady zaliczył do preplejstocenu.

Nie można wykluczyć, że piaski i żwiry wypełniające dolną część obniżenia podłoża czwartorzędu w Parczewie i Jasionce (otw. 40, 41, 42, 43, 76, 79; przekrój geologiczny A–B) należą do interglacjału augustowskiego. W interpretacji autorskiej zdecydowano się jednak, że osady mają genezę wodnolodowcową i są związane ze zlodowaczeniem Nidy.

Zlodowacenia południowopolskie

Dużym problemem stratygraficznym na obszarze arkusza jest reinterpretacja miększej i rozległej serii piaszczysto-żwirowej, zaliczonej przez Stochlaka (1979a, b) do interglacjału mazowieckiego, przedstawionej na przekroju geologicznym A–B. Osady te położone są w pozycji zlodowaceń południowopolskich. W latach 70. XX w. w geologii czwartorzędu Różycki (1972) głosił poglądy o rozległych i głębokich dolinach rzecznych wypełnionych osadami rzecznyymi, akumulowanymi w cyklach erozyjno-akumulacyjnych. Osady te zaliczano do interglacjału mazowieckiego. Według autora aktualizacji takiej interpretacji w odniesieniu do omawianego obszaru nie potwierdzają fakty geologiczne.

Zlodowacenie Nidy

W pierwszej wersji arkusza Parczew nie zostały wyróżnione osady stadiału dolnego zlodowaceń południowopolskich. Stadiał dolny w niniejszej aktualizacji korelowany jest ze zlodowaczeniem Nidy. Problemem są nieliczne poziomy glin zwałowych, które można uznać za pochodzące ze zlodowacenia Nidy. W części badanego terenu, na wschód od Tyśmienicy, a zarazem na południe od Parczewa, stwierdzono głównie osady piaszczysto-żwirowe bez poziomów lodowcowych. Kluczem do podziału stratygraficznego tych miększych serii klastycznych są otwory w Parczewie (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują przeważnie w spągowych częściach struktury rynnowo-dolinnej Parczew–Jedlanka. Wyróżniono je m.in. w otworach 34 i 35 w Parczewie, gdzie występują na głębokości 60,0–62,5 i 69,0–70,5 m. Utwory te położone są na marglach mastrychtu górnego. Przynależność wiekowa tych osadów, a także kwalifikacja genetyczna, są jedynie prawdopodobne. Powyżej tych osadów znajdują się utwory zastoiskowe.

Mułki i piaski zastoiskowe stwierdzono w otworze 35 w Parczewie na głębokości 59,0–69,0 m. Przynależność stratygraficzna omawianych osadów jest niepewna. Głębokość występowania tych osadów może sugerować ich związek ze zlodowaczeniem Nidy. Występują one pośród piasków i żwirów wodnolodowcowych. W otworze 34 w Parczewie ponad piaskami wodno-

lodowcowymi stwierdzono 4-metrową warstwę piasków pyłowatych (56,0–60,0 m) zlodowacenia Nidy. W otworze kartograficznym 96 (Makoszka P8) na głębokości 65,0–65,4 m stwierdzono ility ciemnoszare zawierające węglan wapnia, które można przypisać zlodowaceni Nidy.

Gliny zwałowe stwierdzono tylko w jednym otworze – 37 w Wierzbówce. Jest to otwór z 1980 r. wykonany na potrzeby Spółdzielni Rolniczej. Gliny nawiercono na głębokości 47,5–50,0 m, nie zostały one przewiercone. W opisie archiwalnego otworu osady te nazwano „gliną ciężką”, nie ma więc pewności, czy nie są to ility. W otworze 37 opisano jeszcze dwa poziomy glin rozdzielone miąższymi seriami piaszczystymi. Poziomy te związane są ze zlodowaceniem Sanu 1 i zlodowaczeniem Sanu 2.

Żwiry i piaski rezydualne są pozostałością po glinach zwałowych. Poziom bruku morenowego o miąższości 80 cm (45,6–46,4 m) stwierdzono w otworze 120 (Rudka P16). Są to żwiry skał granitoidowych i margli o średnicy okruchów 0,5–5,0 cm. Osady rezydualne leżą na utworach interglacjału augustowskiego, a przykryte są piaskami prawdopodobnie wodnolodowcowymi (przekrój geologiczny E–F – tabl. II). W otworze 96 (Makoszka P8) na głębokości 64,0–65,0 m opisano poziom piasków ze żwirami o średnicy 7 cm, który także może być pozostałością po glinach zwałowych. Stochlak (1979a, b) poziom żwirowy zaliczył do interglacjału mazowieckiego i wiązał go z początkiem cyklu sedymentacyjnego. Nie można wykluczyć, że poziom piasków gliniastych z gładzami skał skandynawskich i margli kredowych nawiercony w otworze 95 (Makoszka P9) jest pozostałością po glinach zwałowych zlodowacenia Nidy.

Piaski pyłowate zastoiskowe stwierdzono w otworach kartograficznych 95 (Makoszka P9) i 96 (Makoszka P8). W otworze 96 są to piaski pyłowate jasnoszare, reagujące z HCl, o miąższości 6,6 m (57,4–64,0 m). Utwory te leżą na osadach rezydualnych glin zwałowych zlodowacenia Nidy, a pod piaskami i żwirami wodnolodowcowymi tego zlodowacenia. W pierwszej wersji opracowania osady te nie zostały opisane. Według Stochlaka (1979a, b) w pozycji tej występują piaski i żwiry interglacjału mazowieckiego. W otworze 95 (Makoszka P9) ponad osadami rezydualnymi wyróżniono warstwę szarych mułków o miąższości 2,4 m (46,3–48,7 m) reagujących z HCl. Osady te także nie zostały przedstawione na przekroju geologicznym A–B w pierwszej wersji arkusza (Stochlak, 1979b).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) zostały rozpoznane w kilkudziesięciu otworach we wschodniej części obszaru arkusza Parczew, gdzie wypełniają dolne partie struktury rynnowo-dolinnej. Przyjęto, że owa struktura wypełniona jest głównie osadami wodnolodowcowymi, w tym także ze zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. W profilach prawie wszystkich otworów, z wyjątkiem otworu 37 w Parczewie, nie stwierdzono poziomów glin zwałowych. W otworze 37 powyżej

glin zwałowych zlodowacenia Nidy wyróżniono 14-metrową warstwę piasków drobnoziarnistych, których genezę można uznać jako wodnolodowcową. Ze względu na drobnoziarnisty charakter osadów nie można wykluczyć ich rzeczno-peryglacjalnej genezy.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe górne występują m.in. w otworach 40, 41, 42, 43, 76 i 79 w Parczewie (przekrój geologiczny A–B). W otworze 76 20-metrową serię piasków średnioziarnistych (38,0–58,0 m) powiązano ze zlodowaceniem Nidy. Nie można wykluczyć, że górna część osadów tego profilu akumulowana była w zlodowaceniu Sanu 1. W otworze 79 (Parczew) do zlodowacenia tego zaliczono warstwę piasków i żwirów o miąższości 18,7 m (46,0–64,7 m), miejscami z domieszką pyłów i ilów. Utwory wodnolodowcowe nawiercono w otworze 42 w Parczewie (stadion sportowy) na głębokości 39,0–65,2 m (26,2 m). Są to piaski średnioziarniste. Utwory te leżą na marglach mastrychtu górnego. Piaski gruboziarniste ze żwirami o miąższości 27,0 m (33,0–60,0 m) stwierdzono w profilu otworu 40 w Parczewie (lecznica zwierząt). Utwory te nie zostały przewiercone. W otworze kartograficznym 43 (Jasionka P3) do zlodowacenia Nidy zaliczono warstwę piasków średnioziarnistych o miąższości 12,5 m, a w części spągowej – piasków gruboziarnistych z gładzikami skał skandynawskich i margli. Utwory te leżą na marglach mastrychtu. W podobnej sytuacji geologicznej występują osady piaszczysto-żwirowe stwierdzone w pozostałych otworach w Parczewie (otw. 19, 26, 28, 29, 30, 31, 32, 34, 35, 36, 38, 39, 80). Piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia Nidy wyróżniono w dwóch otworach kartograficznych: 96 (Makoszka P8) i 95 (Makoszka P9) przedstawionych na przekroju geologicznym w pierwszej wersji opracowania. Stochlak (1979b) wyróżnił w tej pozycji utwory rzeczne interglacjału mazowieckiego. Według tego autora osady te występują również w otworach: 43 (Jasionka P3); 120 (Rudka P16); 121 (Białka P15); 133 (Jedlanka P6A). Stochlak (1979a) nie podał, na jakiej głębokości występują osady interglacjału mazowieckiego (obecnie zlodowacenia Nidy i zlodowacenia Sanu 1). Opis osadów i wyniki badań przedstawione zostały ogólnie i nie wiadomo, którego otworu dotyczą. Opis osadów pierwszego cyklu erozyjno-akumulacyjnego interglacjału mazowieckiego odnosi się prawdopodobnie do otworu 96 (Makoszka P8). Piaski różnoziarniste ze żwirami, zawierające węglan wapnia, w niniejszej aktualizacji przypisane zlodowaceniu Nidy, zostały opisane w otworze 96 (Makoszka P8). Występują one na głębokości 40,4–57,4 m. Powyżej piasków i żwirów występują mułki z detrytusem roślinnym, które można zaliczyć do interglacjału małopolskiego. Osady piaszczysto-żwirowe Stochlak scharakteryzował następująco:

Spągowa część serii wykazuje uziarnienie dość jednorodne (Mz -1,02–1,16), choć wskaźniki charakteryzujące wysortowanie (δ), skośność (SK_I) i kurtozę (K_G) wykazują pewne zróżnicowanie wartości bez uchwytnej prawidłowości ($\delta = 1,10–1,29$; $SK_I = 0,01–0,16$; $K_G = 1,11–1,50$), ziarna kwarcowe

posiadają dość słabą obróbkę ($R = 0,61-0,8$). We frakcji ciężkiej dominują granaty, minerały z grupy epidotu oraz amfibole. Większa wapnistość tych utworów, stosunkowo słabe obtoczenie ziarn kwarcu i zróżnicowany skład frakcji ciężkiej sugerują sedymentację rzeczną w warunkach chłodnych, zbliżoną do wodnolodowcowej [Stochlak, 1979a].

Wyniki badań laboratoryjnych tych osadów wskazują raczej na genezę wodnolodowcową, a nie rzeczną. W otworze 95 (Makoszka P9) nad mułkami zastoiskowymi występuje warstwa piasków średnio- i gruboziarnistych o miąższości 14,6 m (31,7–46,3 m). Taka makroskopowa charakterystyka osadów również może wskazywać na genezę wodnolodowcową. Prawdopodobnie dolna część tych utworów należy do zlodowacenia Nidy.

Interglacjał małopolski

Piaski i ropy rzeczne opisano w otworze 133 (Jedlanka P6A) na głębokości 34,9–38,4 m. Osady te zaliczono do interglacjału małopolskiego (przekrój geologiczny E–F; [tabl. II](#)). Utwory te leżą na utworach mastrychtu górnego, a pod osadami jeziornymi interglacjału małopolskiego. Są to piaski drobno- i średnioziarniste kwarcowo-skaleniove z domieszką minerałów ciemnych i ropy szarzielonych, bezwapnistych.

Mułki, ropy, piaski jeziorne i torfy nawiercono w dwóch otworach: 133 (Jedlanka P6A) i 96 (Makoszka P8). W otworze 133 (Jedlanka P6A) jest to seria osadów o miąższości 5,4 m (29,5–34,9 m). Zaczyna się ona ropy o miąższości 0,4 m przechodzącymi w mułki z przewarstwieniami torfów i licznymi makroszczątkami roślinnymi o miąższości 1,4 m. Serię kończą mułki z domieszką piasków pyłowatych o miąższości 3,6 m. Osady te są bezwapniste. W otworze 96 (Makoszka P8) opisano warstwę mułków laminowanych detrytusem roślinnym o miąższości 1,4 m. W pierwszej wersji Objaśnień osady te zaliczono do interglacjału mazowieckiego (Stochlak, 1979a).

Zlodowacenie Sanu 1

Utwory zlodowacenia Sanu 1 reprezentowane są przez osady zastoiskowe, wodnolodowcowe i lodowcowe. Osady te zostały rozpoznane w większości otworów na obszarze arkusza Parczew. Przedstawiono je na przekrojach geologicznych A–B i E–F ([tabl. II](#)). Osady lodowcowe zlodowacenia Sanu 1 zostały stwierdzone jedynie w północnej części obszaru arkusza Parczew, głównie w Parczewie. Na przekroju geologicznym w pierwszej wersji opracowania (Stochlak, 1979b) nie ujęto osadów zlodowaceń południowopolskich, a w Objaśnieniach opisano je szczątkowo (Stochlak, 1979a).

Mułki, ily i piaski zastoiskowe stwierdzono w otworach w Parczewie (otw. 61, 64, 69, 73, 74), a także w otworze 43 (Jasionka P3) i 45 w Przewłocze (przekrój geologiczny A–B). W otworach 61 i 69 przewiercone piaski pyłowate o miąższościach 2,3 i 11,0 m. Utwory te przykryte są piaskami wodnolodowcowymi, a wyżej glinami zwałowymi (otw. 61, 73). W otworze 61 osady zastoiskowe leżą na marglach mastrychtu, a w otworze 73 nie zostały przewiercone. W otworach 64, 69 i 74 rozpoznano ily, które leżą na marglach kredy górnej, a pod utworami zastoiskowymi. Rozdzielenia dokonano na podstawie sytuacji geologicznej z otworu 73, w którym osady zastoiskowe rozdzielone są glinami zwałowymi i piaskami ze żwirami wodnolodowcowymi. Miąższości iłów zastoiskowych w tych trzech otworach wynoszą od 4,5 (otw. 64) do 11,0 m (otw. 69). W otworze 45 w Przewłocze nawiercono warstwę mułków zastoiskowych o miąższości 4,5 m położonych między osadami wodnolodowcowymi zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. Ponadto osady zastoiskowe zostały rozpoznane w bardzo licznych profilach archiwalnych na obszarze arkusza Parczew, głównie w rejonie Parczewa. W otworze 32 w Parczewie pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1 na głębokości 22,0 m stwierdzono warstwę mułków miąższości 16,0 m. W otworze 34 w Parczewie mułki piaszczyste zostały rozpoznane na głębokości 43,0–53,0 m. Ponad nimi leży 10-metrowa warstwa piasków drobnoziarnistych, którą ewentualnie można wiązać z tym samym cyklem sedymentacyjnym. Piaski pyłowate o miąższości 13,3 m (45,7–59,0 m) opisano w otworze 26 w Parczewie i można je przypisać zlodowaceni Sanu 1. W profilu tego otworu występują jedynie osady piaszczysto-mułkowe. Ponadto osady zastoiskowe, których wiek można określić jako zlodowacenie Sanu 1, występują w okolicach Parczewa w otworach: 9 w Miłkowie, 14 i 19 w Koczergach oraz 22, 33, 35, 45 i 74 w Parczewie. Przeciętna miąższość osadów zastoiskowych wynosi około 5 m. W otworze 74 wynosi nieco więcej – około 11 m (nie zostały przewiercone). W południowej części obszaru arkusza osady zastoiskowe stwierdzono w otworze kartograficznym 113 (Babianka P7). Jest to warstwa mułków z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych i pyłowatych o miąższości 1,9 m (23,6–25,5 m), leżąca na kredzie piszącej mastrychtu górnego. Powyżej znajdują się piaski i żwiry wodnolodowcowe dolne.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) zostały stwierdzone m.in. w otworach znajdujących się na linii przekroju geologicznego A–B. W otworach kartograficznych 46 i 48 (Przewłoka P4 i Przewłoka P5) przewiercono warstwę piasków różnoziarnistych ze żwirami miąższości 14,0 i 18,2 m. Utwory te leżą pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1. Stochlak (1979a, b) serię piasków w otworze 46 zaliczył do piasków rzecznych interstadialnych dzielących osady stadiu górnego i dolnego. Jednak wyniki badań laboratoryjnych wskazują na genezę wodnolodowcową.

Miąższość serii w otworze 7 (obecnie 46 – aut.) wynosi 13,2 m, a strop jej znajduje się na rzędnej 122 m n.p.m. Omawiana seria zdaje się być zachowana jedynie w północnej części arkusza, co wiąże

się ewentualnie ze zmniejszeniem zasięgu erozji wgłębnej interglacjału mazowieckiego w tym właśnie kierunku. W stropie omawianej serii obserwuje się już wyraźne wpływy zbliżającego się lądolodu stadiału młodszego, co wyraża się nie tyle zmianami w uziarnieniu osadów, ile nagłym wzrostem zawartości amfiboli (z 8 do 28,7% – próba 626) we frakcji ciężkiej. Najwyższe partie tej serii posiadają prawdopodobnie charakter osadu wodnolodowcowego. Z uwagi na punktowe stwierdzenie tego faktu osady wodnolodowcowe nie zostały wydzielone jako odrębny poziom litostratygraficzny [Stochlak, 1979a].

W niniejszej aktualizacji nie wyróżniono osadów interglacjału mazowieckiego, lecz osady wodnolodowcowe. W otworze 44 w Przewłocze wyróżniono 12-metrową warstwę piasków drobnodziarnistych z otoczkami o genezie wodnolodowcowej (przekrój geologiczny A–B). W otworach 61 i 73 (przekrój geologiczny A–B) występują piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości 1,1 i 6,0 m. Utwory te znajdują się pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1. Ponadto omawiane piaski i żwiry wodnolodowcowe zostały rozpoznane w kilkunastu otworach w okolicach Parczewa: 1 w Żminnem; 9 w Miłkowie; 16 i 19 w Koczergach oraz 20, 21, 28, 37, 38 i 60 w Parczewie. W otworach 9, 38 i 60 osady wodnolodowcowe występują pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1. W pozostałych otworach osady te występują poniżej utworów zastoiskowych bądź wodnolodowcowych górnych tego samego wieku. Miąższość serii wodnolodowcowej wynosi od 14,1 m w otworze 20 do 4,0 m w otworze 60 w Parczewie.

Gliny zwałowe udokumentowane zostały w następujących otworach: 46 (Przewłoka P4); 48 (Przewłoka P5) oraz 61 i 73 w Parczewie (przekrój geologiczny A–B). Poza linią przekroju geologicznego A–B gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 wyróżniono w otworach: 9 w Miłkowie; 23, 32, 37, 38, 60 w Parczewie, a także 85 w Stąpkowie. W otworze kartograficznym 46 przewiercono dwa poziomy glin zwałowych: górny o miąższości 3,8 m (21,5–25,3 m) oraz dolny o miąższości 2,4 m (27,3–29,7 m), które powiązano ze zlodowaceniem Sanu 1. Gliny te rozdziela dwumetrowa warstwa piasków i żwirów wodnolodowcowych. W otworze kartograficznym 48 przewiercono poziom glin zwałowych o miąższości zaledwie 0,8 m. Gliny te w pierwszej wersji opracowania (Stochlak, 1979a, b) wiązano ze stadiałem górnym zlodowacenia południowopolskiego. Gliny z otworu 46 poddano badaniom mineralogicznym. Wyniki tych badań przedstawiają się następująco:

Oba poziomy glin wykształcone są granulometrycznie bardzo podobnie w postaci glin pyłowatych o zmniejszającej się ku stropowi zawartości frakcji pylastej (od 45 do 36%) i ilastej (od 19 do 15%) i niewielkim udziale facji żwirowej, wzrastającej od 1,5% do 6% w stropie poziomu górnego. Wartości wskaźników uziarnienia obu poziomów wykazują również duże podobieństwo (próbki

625–624 i 622–620) i wynoszą: M_z od 4,49 do 3,82, δ od 2,41 do 2,73. Sk_1 od 0,02 do 0,24, K_G od 1,02 do 0,81. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej obu poziomów obserwuje się przewagę skał krystalicznych (od 45,6 do 38,3%), średnio 44,7% i wapieni północnych (36 do 30,2%, średnio 32,9%) nad piaskowcami północnymi (8 do 11,3%), średnio 9,7% i wapieniami lokalnymi (4,9 do 9,9), średnio 6,5%. Wartości wskaźników petrograficznych dla dolnego poziomu wynoszą: O/K 0,92 i 0,87, K/W 1,33 i A/B 1,43 do 0,64 i 0,6¹). Wskaźniki petrograficzne górnego poziomu wynoszą kolejno: O/K 0,79 do 1,0, K/W 1,36 do 1,75, A/B 0,47 do 0,58. Dla obu poziomów glin zwałowych łącznie średnie wartości wskaźników petrograficznych kształtują się następująco: O/K – 0,9, K/W – 1,47, A/B – 0,57 i wykazują zbliżone wartości do takowych dla glin stadiału kockiego zlodowacenia południowopolskiego z Sernik (J. Mojski., 1969) [Stochlak, 1979a].

Współczynniki („wskaźniki”) petrograficzne przytoczone w opisie tego otworu charakteryzują lokalny litotyp glin zwałowych E2 – glin zlodowacenia Sanu 1 starszego stadiału obszaru Podlasia i Polesia (Lisicki, 2003).

W otworze 61 w Parczewie (przekrój geologiczny A–B) poziom glin zwałowych zaliczony do zlodowacenia Sanu 1 osiąga miąższość 8,5 m. Występuje on na głębokości 16,1–24,6 m. Powyżej nich znajduje się poziom glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2. W otworze 73 w Parczewie (przekrój geologiczny A–B) ponad poziomem glin zwałowych miąższości 8,5 m leżą osady zastoiskowe zlodowacenia Sanu 2. W otworach 37 i 38 w Parczewie (poza linię przekroju geologicznego A–B) miąższość glin zwałowych wynosi 10,5 i 8,9 m. Utwory te stwierdzone zostały na głębokości 19,3–33,5 m i przykryte są pyłami i piaskami pyłowatymi zastoiskowymi zlodowacenia Sanu 1. W pozostałych otworach (otw. 9, 23, 32, 60) miąższość glin zwałowych wynosi po kilka metrów, w Stąpkowie osiąga ona 9 m. Na południe od Parczewa nie rozpoznano w archiwalnych opisach otworów glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) rozpoznane zostały w wielu otworach zarówno w północnej, jak i w południowej części obszaru arkusza Parczew. Stanowią one zasadniczą część struktury rynnowo-dolinnej Parczew–Jedlanka (przekroje geologiczne A–B, E–F; [tabl. II](#)). W otworach: 41, 76, 77, 79 w Parczewie (przekrój geologiczny A–B) osady te występują pod glinami zwałowymi i utworami zastoiskowymi zlodowacenia Sanu 2. W związku z tym piaski i żwiry muszą być starsze od tych osadów, przyjęto zatem, że pochodzą one ze zlodowacenia Sanu 1. Glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1 nie stwierdzono w tych otworach, zostały one usunięte przez erozję.

¹ Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na wietrzenie, B – skały odporne na wietrzenie.

Prawdopodobnie piaski i żwiry wodnolodowcowe wypełniają dość szeroką rynnę, która powstała pod lądolodem zlodowacenia Sanu 1. W okolicach Parczewa poniżej piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 1 występują piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia Nidy (przekrój geologiczny A–B). W otworach: 40, 41, 42, 43, 60, 79 i 80 w Parczewie (przekrój geologiczny A–B) piaski i żwiry wodnolodowcowe Sanu 1 występują pod osadami zastoiskowymi Sanu 2. W otworze 43 opisano jedynie bardzo cienki poziom utworów zastoiskowych zlodowacenia Sanu 2. Osady wodnolodowcowe Sanu 1 przykryte głównie przez piaski żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 2 obserwuje się w środkowej i południowej części obszaru arkusza. Sytuacja geologiczna z okolic Makoszki (środkowa część badanego terenu) została przedstawiona na przekroju geologicznym zamieszczonym na pierwszej wersji mapy (Stochlak, 1979b). W pozycji analogicznej do osadów wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 1 Stochlak umieścił piaski i żwiry rzeczne interglacjału mazowieckiego 3. cyklu. Największe miąższości piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych zarejestrowane w otworach dokumentujących przekrój geologiczny A–B stwierdzono w otworach: 79 w Parczewie – 20,2 m (29,8–50,0 m) i 43 – 20,7 m (23,3–44,0 m). Utwory wodnolodowcowe w otworze 79 reprezentowane są przez piaski różnoziarniste ze żwirami, które przechodzą w piaski średnioziarniste. W otworze 43 są to głównie piaski średnioziarniste. W pozostałych otworach w Parczewie, które zamieszczono na przekroju geologicznym A–B, miąższość tych osadów wynosi około 11–13 m. W otworach kartograficznych 46 i 48 (Przewłoka P4 i Przewłoka P5; przekrój geologiczny A–B) wyróżniono źle wysortowane piaski różnoziarniste leżące na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 1. Miąższość tych osadów wynosi kolejno 7,0 i 6,5 m. Ponadto piaski i żwiry wodnolodowcowe górne zostały nawiercone w większości otworów archiwalnych w Parczewie i jego okolicach (otw.: 13 – Koczergi P2, 20, 21, 24, 26, 27, 28, 29, 40, 41, 42, 45, 63, 65, 75, 76, 77, 78, 80, 82 i 83 w Parczewie). Są to przeważnie profile otworów, w których udokumentowano jedynie osady piaszczyto-żwirowo-mułkowe. Największą miąższość piasków zarejestrowano w otworze 29 w Parczewie (wodociąg miejski, VII) – około 29 m. Piaski różnoziarniste występują tam na głębokości 23,0–52,0 m między dwoma poziomami osadów zastoiskowych. W pozostałych otworach w Parczewie miąższości piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych wynoszą od kilku do kilkunastu metrów.

Do osadów wodnolodowcowych górnych zaliczono 10,8-metrową (28,2–39,0 m) serię piasków gruboziarnistych kwarcowo-skaleniowych występujących w otworze kartograficznym 96 (Makoszka P8). Utwory te leżą na mułkach jeziornych interglacjału małopolskiego. W sąsiednim otworze kartograficznym 97 (Plebania Wola P6) wyróżniono piaski wodnolodowcowe różnoziarniste o miąższości 22,7 m, które zaliczono do zlodowacenia Sanu 1. Utwory te leżą na kredzie piszącej mastrychtu

górnego. W pierwszej wersji opracowania osady te przypisano interglacjacji mazowieckiej (por. wyżej).

Seria ta charakteryzuje się dużą jednorodnością granulometryczną, są to piaski. przede wszystkim średnioziarniste o mało różniących się wartościach wskaźników uziarnienia (M_Z od 0,9 do 1,79; δ od 0,73 do 1,16, SK_1 od 0,0 do 0,24, K_G od 1,11 do 1,27) oraz jednolitym stopniem obtoczenia R_0 od 0,4 do 0,6. Frakcja ciężka posiada skład granato-turmalinowo-amfibolów (zawartość minerałów odpowiednio 35–50%, 10–20%, 10–16%). Wyraźne zmniejszenie amfiboli i epidotów przy jednoczesnym wzroście turmalinów i granatów [...] wskazuje na typowo rzeczny materiał powstały w optymalnych warunkach klimatycznych [Stochlak, 1979a].

Wyniki tych badań nie są na tyle decydujące, aby jednoznacznie uznać genezę rzecznych osadów akumulowanych w warunkach interglacjacji mazowieckiej. Przede wszystkim brak jest przewarstwień organicznych, które są charakterystyczne dla interglacjalnych osadów rzecznych. Nie można jednak wykluczyć rzeczno-teryglacjalnej genezy tych osadów. Jest możliwe, że wyrównanie wskaźników uziarnienia jest rezultatem dość długiego transportu osadów od czoła lądolodu.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe górne wypełniają rynny polodowcowe w otworach: 122 (Kolechowice 35), 120 (Rudka P16) i 133 (Jedlanka P6A) (tabl. II – przekrój geologiczny E–F). Utwory te w otworze głębokim 122 opisano na głębokości 40 m pod piaskami różnoziarnistymi zaliczonymi do czwartorzędu. Przyjęto, że dolna, 20-metrowa część tego poziomu reprezentuje zlodowacenie Sanu 1, a górna – zlodowacenie Sanu 2. Podobna sytuacja geologiczna przedstawia się w profilu otworu 120 (Rudka P16). Oczywiście wiek i geneza tych osadów są tylko prawdopodobne. W otworze 120 do osadów wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 1 zaliczono warstwę piasków średnioziarnistych o miąższości 27,7 m (17,9–45,6 m), a w otworze 133 – piaski o miąższości 7,5 m, leżące na jeziornych osadach interglacjacji małopolskiej.

Zlodowacenie Sanu 2

Na obszarze arkusza Parczew utwory zlodowacenia Sanu 2 występują na powierzchni terenu oraz w strefie przypowierzchniowej. W pierwszej wersji opracowania były one wiązane ze stadiem maksymalnym, interstadiem i częściowo stadiem przedmaksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego.

Mułki, iły i piaski zastoiskowe dolne stwierdzono na obszarze arkusza Parczew w kilkudziesięciu rdzeniach otworów wiertniczych, głównie w Parczewie. Osady te tworzą charakterystyczny poziom i leżą pod glinami zwałowymi lub piaskami i żwirami wodnolodowcowymi

złodowacenia Sanu 2. Osady zastoiskowe dolne dokumentują otwory: 42, 60, 64, 69, 73, 74, 79 i 80 w Parczewie; 40, 41 i 43 (Jasionka P3) w Jasionce oraz 44 i 45 w Przewłocze (przekrój geologiczny A–B). W otworach 60 i 64 osady zastoiskowe występują bezpośrednio pod glinami zwałowymi złodowacenia Sanu 2. W profilu otworu 60 opisano 13-metrową warstwę iłów i mułków, a w otworze 79 rozpoznano mułki i piaski o miąższości 11,8 m. W profilach otworów 41, 42 i 79 osady zastoiskowe występują pod piaskami i żwirami wodnolodowcowymi dolnymi. Ich miąższość dochodzi tu do 12,0 m. W otworach 40, 43, 69, 73, 74 i 80 ily, mułki i piaski zastoiskowe występują pod piaskami i żwirami wodnolodowcowymi górnymi złodowacenia Sanu 2. Miąższość osadów w tych otworach wynosi od 16,5 (otw. 69) do 1,8 m (otw. 43); średnio przekracza 10 m. Poza wyznaczoną linią przekroju geologicznego A–B w Parczewie największe miąższości osadów zastoiskowych wynoszą: 23,0 (otw. 84), 22,0 (otw. 65) i 18,9 m (otw. 66). Prawie w każdym otworze w Parczewie udokumentowano te osady, co świadczy o tym, że tworzą one dość jednolity poziom. Utwory zastoiskowe występują w otworze 4 (Żminne P1) oraz w okolicach Glinnego Stoku i Koczerg. Zarejestrowane miąższości są mniejsze, niż w Parczewie – osiągają zaledwie kilka metrów. Iły zastoiskowe (otw. 95 – Makoszka P9, otw. 96 – Makoszka P8 i otw. 97 – Plebania Wola P6) Stochlak (1979b) zaprezentował na przekroju geologicznym w pierwszej wersji mapy. W niniejszej aktualizacji utwory te rozdzielają piaski i żwiry wodnolodowcowe Sanu 1 od utworów wodnolodowcowych złodowacenia Sanu 2. W pierwszej wersji mapy ily te rozdzielały rzeczne utwory interglacjału mazowieckiego od osadów wodnolodowcowych „złodowacenia środkowopolskiego”. Ich miąższość wynosi zaledwie kilka metrów. Utwory te zostały przewiercone w otworach w Jedlance (otw.: 130, 132, 133 – Jedlanka P6A), a także w Ostrowie Lubelskim (otw. 124 – Ostrów Lubelski 1 i 125) (tabl. II – przekrój geologiczny E–F). Mułki, ily i piaski zastoiskowe leżą pod osadami wodnolodowcowymi górnymi złodowacenia Sanu 2. Maksymalna miąższość tych osadów może dochodzić do 20 m (otw. 132). W Ostrowie Lubelskim utwory zastoiskowe o miąższości około 2 m wypełniają najniższą część rynny polodowcowej wypreparowanej w marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego. W południowo-zachodniej części obszaru osady zastoiskowe stwierdzono m.in. w otworach: 98 w Brzeźnicy Książęcej i 99 w Zabielu. Miąższości mułków i piasków pyłowatych wynoszą tam kolejno 14,5 i 20,5 m. W Zabielu osady te występują pod cienką warstwą glin zwałowych złodowacenia Sanu 2, a w Brzeźnicy – pod piaskami i żwirami wodnolodowcowymi.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe dolne stwierdzono w Jasionce, Parczewie i Miłkowie (otw.: 41, 42, 52, 58, 59, 60, 79; przekrój geologiczny A–B), a także w Kolonii Babianka (otw. 113, 114; tabl. II – przekrój geologiczny E–F). W otworach 40 i 41 w Jasionce są to piaski średnioziarniste o miąższości do 12 m, leżące pod glinami zwałowymi, złodowacenia Sanu 2.

W podobnej sytuacji geologicznej występują osady wodnolodowcowe w Kolonii Babianka (otw. 113, 114; tabl. II – przekrój geologiczny E–F). Piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości do 9,1 m występują tam pod glinami zwałowymi. W otworach w Miłkowie wyróżniono kilkumetrowy poziom piasków i żwirów leżących na osadach eocenu górnego, a pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 2. Nie można jednak wykluczyć, że omawiane osady akumulowane były przed czołem topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 1. W otworze 13 – Koczergi P2 (tabl. I) wyróżniono poziom piasków i żwirów wodnolodowcowych dolnych o miąższości 13,8 m zaliczony do zlodowacenia Sanu 2. Przykryty jest on pod glinami zwałowymi o miąższości 0,5 m. Także w Koczergach, w północnej części obszaru arkusza, osady te odsłaniają się na powierzchni terenu. Zaliczenie tych utworów do osadów wodnolodowcowych dolnych wynika z interpretacji poziomów litologicznych w istniejących dużych odsłonięciach (punkt dok. 3). Piaski i żwiry występują tam pod glinami zwałowymi, których poziom jest nieciągły. Miejscami po glinach zwałowych został jedynie bruk morenowy.

Gliny zwałowe występują tylko na obszarach wysoczyznowych w północnej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Przeważnie występują one pod przykryciem pyłowych i piaszczysto-żwirowych osadów zwietrzelinowych, których miąższość nie przekracza 2 m. Miejscami przykryte są przez piaski i żwiry wodnolodowcowe górne (okolice Miłkowa, Parczewa, przekrój geologiczny A–B). W północnej części obszaru arkusza gliny zwałowe stwierdzono głównie na północ od doliny Piwonii oraz na zachód od Jasionki. W Parczewie gliny nie tworzą ciągłego poziomu, gdyż zostały zerodowane. Na zachód od Parczewa gliny te tworzą dość jednolity poziom (przekrój geologiczny A–B). Omawianych glin praktycznie nie stwierdzono na południe od doliny Piwonii i na wschód od doliny Tyśmienicy. W kilku miejscach w części północnej występują na powierzchni terenu (koło Glinnego Stoku, Królewskiego Dworu i Jasionki). Wschodnię glin zwałowych stwierdzono w środkowej części skarpy doliny Piwonii. W części południowo-zachodniej badanego terenu gliny zwałowe występują na powierzchni w okolicach Brzeźnicy Książęcej i Brzeźnicy Bychawskiej (tabl. II – przekrój geologiczny E–F), a także koło Tulnik i Woli Tulnickiej. Na obszarze pomiędzy Brzeźnicą Książęcą a Babianką gliny zwałowe przykryte są głównie przez zwietrzelinowe osady pyłowe, których miąższość nie przekracza 2 m. Miąższość glin zwałowych wynosi od 1,0 m (otw. 64 w Parczewie) do ponad 12,8 (otw. 58 w Miłkowie, nieprzewiercone), a miejscami przekraczają 20 m. Większe miąższości glin zwałowych zarejestrowano w następujących otworach: 1 – 18,2 m; 3 – 22,0 m; 4 (Żminne P1) – 6,9; 18 – 17,0 m w Koczergach; 76 – 13,0 m w Parczewie i 115 – 13,3 m w Babiance. Największe miąższości tych osadów występują w północno-zachodniej części obszaru, w okolicach Żminnego, a przeciętnie wynoszą kilka metrów. Stochlak (1979a) dokonał charakterystyki litologiczno-petrograficznej glin bez podania profili czy odsłonieć, z których pobrane były

próbki do analizy. Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 zostały nawiercone jedynie w trzech otworach kartograficznych: 4 (Żminne P1), 101 (Brzeźnica Książęca P10) i 113 (Babianka P7). Pod względem litologicznym są to gliny piaszczyste ze żwirami i głazami skał skandynawskich, a także lokalnych skał kredowych. W składzie petrograficznym dominują skały krystaliczne (29,2–53,4%, przeciętnie 42,3%) nad wapieniami skandynawskimi (8,3–38,5%, przeciętnie 28,2%) i piaskowcami północnymi (7,9–20,0%, przeciętnie 11,6%) oraz wapieniami lokalnymi (1,9–21,5%, przeciętnie 10,0%). Współczynniki petrograficzne frakcji żwirowej 0,5–1,0 cm glin zawierają się w przedziałach: O/K – 0,50–1,41; K/W – 0,94–5,36; AB – 0,14–0,79 (Stochlak, 1979a). Uśrednione wartości współczynników petrograficznych przyjmują wartości: 0,91–2,04–0,52. Ze względu na duży ich rozrzut wydaje się, że nie są one miarodajne na użytek korelacji pod względem litologiczno-petrograficznym z innymi glinami. Takie wartości są charakterystyczne dla glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1. W składzie minerałów ciężkich frakcji piaszczystej glin amfibole dominują nad granatami i epidotami. Zawartość węgla wapnia w glinach zwałowych wynosi od 4,6 do 7,4%. Gliny zwałowe występujące w strefie przypowierzchniowej są często odwapnione.

Piaski i żwiry lodowcowe są osadami akumulowanymi przez lądolód, uboższymi o frakcję iłową i pyłową, niż gliny zwałowe. Ich cechą charakterystyczną jest duże zaglinienie oraz bardzo słabe wysortowanie. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej dominują skały skandynawskie z domieszką lokalnych skał węglanowych. Osady te występują na powierzchni terenu koło Siemienia, na południe od Miłkowa, a także na południe od Brzeźnicy Bychawskiej. W okolicach Augustówki piaski i żwiry lodowcowe przykryte są pyłowymi osadami zwietrzelinowymi, których miąższość nie przekracza 2 m.

Piaski, żwiry i głazy moren czołowych wyróżniono koło Brzeźnicy Książęcej (trzy silnie zdenudowane wzgórza), a także koło Żminnego (dwa niewielkie wzniesienia). W pierwszej wersji opracowania formy koło Brzeźnicy Książęcej zaklasyfikowane zostały jako kemy fluwio-glacialne. Forma położona najbardziej na południe zbudowana jest w górnej części (do 2,5 m) z masywnych (niewarstwowanych) żwirów, piasków i głazów, które można interpretować jako osady bliskiego kontaktu z lądolodem (punkt dok. 8). Poniżej (do 4,0 m) znajdują się piaski ze żwirami, miejscami piaski różnoziarniste warstwowane przekątnie. Morenę czołową położoną najbardziej na zachód, podobnie jak w opisywanej powyżej, tworzą w górnej części (do 1,0 m) żwiry, głazy i piaski z mułkami, masywne (punkt dok. 7). Poniżej (do 3,0 m) występują warstwowane przekątnie piaski ze żwirami o upadzie ku zachodowi. Odslonięcie w morenie czołowej położonej najbardziej na wschód bardzo zapełzło i jest porośnięte drzewami. Obserwacje terenowe wykazały, że eksploatowane tam były piaski i żwiry. Na powierzchni tej formy zlokalizowano otwór kartograficzny 104 (Kolonja

Gródek P11). W profilu tego otworu na głębokości do 2,0 m stwierdzono piaski średnio- i drobnoziarniste, a od 2,0 do 11,5 m występują piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami. Poniżej, do 28,3 m, na marglach mastrychtu górnego, leżą piaski różnoziarniste ze żwirami. Nie można wykluczyć, że to silnie zdenudowane wzgórze jest ostańcem erozyjnym.

W okolicy Żminnego w jednym z dwóch wzniesień, zlokalizowanym bardziej na południe, znajdowała się odkrywka, w której odsłaniały się piaski i żwiry. W górnej części tego odsłonięcia (do 1,5 m) występują piaski średnioziarniste warstwowane przekątnie. Upad warstwowań skierowany jest ku zachodowi. Dolna część (do 2,5 m) zbudowana jest z masywnych piasków i żwirów.

Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe wyróżniono na powierzchni terenu w północno-zachodniej części badanego terenu między Wolą Tulnicką a Siemieniem oraz na północ i zachód od Glinnego Stoku. Charakterystyczne dla tych osadów jest powszechne występowanie w ich części stropowej mułków o miąższości od poniżej 0,5 m do 1,5 m. To odróżnia te utwory od osadów wodnolodowcowych górnych opisanych poniżej. Pod osadami pyłowymi występują piaski i żwiry. Miejscami są one zaglinione, mogą też zawierać domieszkę frakcji pyłowej. Nie są to osady jednolite. Bardzo utrudniona jest ich klasyfikacja pod względem genetycznym. W przypadku tych osadów można wysnuć hipotezę o stosunkowo niedalekim ich transporcie, a także o przerwach w topnieniu lodu i chwilowej depozycji osadów w rozlewiskach. Nie można wykluczyć także eolicznego pochodzenia pyłów. Między Siemieniem a Wolą Tulnicką Stochlak (1979b) wyróżnił znacznych rozmiarów morenę martwego lodu. Miąższość osadów wodnolodowcowych na tym terenie wynosi jedynie kilka metrów. Położone są one na marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego. Płytkie występowanie osadów węglanowych skutkowało rozwinięciu się na opisywanym terenie procesów krasowych, tzw. krasu zakrytego (por. rozdział Ukształtowanie powierzchni terenu). Rezultatem tych procesów są bardzo liczne leje krasowe, które Stochlak (1979b) zinterpretował jako zagłębienia po martwym lodzie. Miąższość osadów w otworze kartograficznym 51 (Wola Tulnicka P12) wynosi jedynie 4,3 m. Na głębokości do 2,0 m występują gliny piaszczyste ze żwirami drobnookruchowymi i otoczkami, poniżej których występują różowobrunatna pospółki ze żwirami skał skandynawskich i okruchami margli. Gliny można uznać za utwory spływowe. Koło Siemienia piaski i żwiry występują także na osadach eocenu górnego.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe górne powszechnie występują na powierzchni i w strefie przypowierzchniowej obszaru arkusza Parczew. Rozpoznano je w południowo-zachodniej części badanego obszaru od Tulnik do Babianki po zachodniej stronie doliny Tyśmienicy. Po jej wschodniej stronie kilka dużych obszarów piasków i żwirów stwierdzono w okolicy Ochoży, a także po południowej stronie doliny Bóbrki w okolicach przysiółka Gościniec (punkt dok. 12). Piaski

i żwiry występują także w Miłkowie, na południe od doliny Piwonii. Ponadto utwory wodnolodowcowe występują w niemal całej północno-wschodniej i wschodniej części obszaru arkusza Parczew pod cienkim przykryciem osadów rzeczno-peryglacialnych czy jeziornych (rozlewiskowych) zlodowacenia Wisły. Na obszarze Lasów Parczewskich i na południe od nich piaski i żwiry wodnolodowcowe przykryte są przez 2–3-metrową pokrywą utworów zlodowacenia Wisły. Jest to strefa rozległych odpływów wód wodnolodowcowych sprzed czoła topniejącego lądolodu. Strefa ta obejmuje prawie cały teren Zakłęśłości Sosnowickiej. Na południe od Miłkowa osady wodnolodowcowe leżą pod pokrywą piasków pyłowych i pyłów eolicznych o miąższości nie przekraczającej 2 m. Podobna sekwencja osadów występuje na zachód od Babianki, w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. W pierwszej wersji opracowania osady wodnolodowcowe występujące na powierzchni terenu i tuż pod nią były przyporządkowane „zlodowaceniowi środkowopolskiemu” (Stochlak, 1979b). Dolna część profilu piasków i żwirów akumulowana była w czasie transgresji lądolodu, a górna w czasie recesji (przekrój geologiczny A–B – Stochlak, 1979b). W niniejszej aktualizacji oba poziomy wodnolodowcowe zostały zaliczone do zlodowacenia Sanu 2 (przekrój geologiczny A–B; tabl. II – przekrój geologiczny E–F). W północno-zachodniej części badanego terenu, w okolicach Miłkowa, piaski i żwiry występują na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2 (otw. 55, 56, 58, 59; przekrój geologiczny A–B). Miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi od 2 do 10 m. Taka też jest przeważnie miąższość osadów wodnolodowcowych w opisach profili otworów archiwalnych w tej części obszaru arkusza. W otworze kartograficznym 13 (Koczergi P2) miąższość piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych leżących na półmetrowej warstwie glin zwałowych wynosi 9,0 m. W Parczewie (otw. 69, 73, 74) opisywane osady wodnolodowcowe leżą bezpośrednio na mułkach, iłach i piaskach zastoiskowych dolnych. Miąższości piasków i żwirów wynoszą tu od około 6 m (otw. 69, 73) do 11,5 m (otw. 74). W otworze kartograficznym 43 (Jasionka P3) miąższość piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych jest większa i wynosi 19,6 m. Jest to maksymalna miąższość tych osadów w północnej części badanego terenu. Piaski i żwiry wodnolodowcowe o mniejszej miąższości stwierdzono w dwóch otworach kartograficznych: 46 (Przewłoka P4) i 48 (Przewłoka P5) (przekrój geologiczny A–B). Gliny zwałowe, a także częściowo osady zastoiskowe zostały zniszczone w wyniku erozji wodnolodowcowej. W wielu profilach utwory wodnolodowcowe górne zlodowacenia Sanu 2 leżą bezpośrednio na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 1 (przekrój geologiczny A–B, tabl. II – przekrój geologiczny E–F). Na linii przekroju geologicznego pierwszej wersji opracowania (Stochlak, 1979b) piaski i żwiry wodnolodowcowe górne leżą na cienkiej warstwie iłów zastoiskowych (otw. 96 – Makoszka P8; otw. 95 – Makoszka P9; otw. 97 – Plebania Wola P6). Tam też obserwuje się maksymalne miąższości tych osadów na obszarze arkusza

Parczew: 26,7 (otw. 95) i 23,9 m (otw. 96). Takie miąższości świadczą o dużej sili odpływów wód lodowcowych, ich sile erozyjnej, a także akumulacyjnej. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi około 2–12 m (otw. 88 – Władysławów P13). Jedyne w Jamach (otw. 122 – Kolechowice 35; **tabl. II** – przekrój geologiczny E–F) miąższość wynosi około 20 m. W Ostrowie Lubelskim (otw. 124 – Ostrów Lubelski 1 i 125, **tabl. II** – przekrój geologiczny E–F) piaski i żwiry wypełniają rynną polodowcową pozostawioną przez lądolód zlodowacenia Sanu 2, a miąższość wypełniających ją osadów przekracza 20 m. Rynna ta została wyerodowana w marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego. Obecnie w morfologii terenu ponad rynną występuje forma w kształcie wału (**tabl. II** – przekrój geologiczny E–F). Mamy tu więc do czynienia z inwersją rzeźby. Na obszarach z miąższą pokrywą osadów czwartorzędowych nie zachodziły procesy krasowe w przeciwieństwie do obszarów, na których jest ona cienka. Procesy krasowe przyczyniły się do obniżenia terenu po obu stronach rynny, a także powstaniu jezior Miejskiego i Kleszczów. Efektem tych procesów jest powstanie ponad rynną wypełnioną osadami wodnolodowcowymi wału denudacyjnego. W pierwszej wersji opracowania Stochlak (1979b) zakwalifikował tę formę jako taras kemowy. Taka interpretacja wbrew faktom geologicznym podporządkowana była koncepcji pokrycia całego obszaru arkusza lądolodem „zlodowacenia środkowopolskiego” i deglacjacji arealnej w tym czasie. W okolicach Jedlanki (otw. 129, **tabl. II** – przekrój geologiczny E–F) piaski i żwiry wodnolodowcowe górne występują bezpośrednio na marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego.

Utwory fluwioglacjału recesyjnego wykształcone są jako piaski średnio i gruboziarniste z domieszką żwirów. Wskaźniki uziarnienia zmieniają się w stosunkowo szerokich przedziałach: M_Z od 1,02 do 2,08; δ – od 0,86 do 1,47; SK_1 – od -0,13 do 0,53; K_G od 1,16 do 1,89. Wskaźniki obtoczenia ziarn kwarcu zawierają się w granicach 0,6–0,9, przy czym przeważają ziarna półobtroczone, choć liczne są również ziarna kanciaste. We frakcji ciężkiej dominują amfibole (do 40%) nad granatami (do 35%) i minerałami z grupy epidotu (rzędu 12%). Obserwuje się znaczny spadek procentowy staurolitu, cyrkonu i turmalinu. Seria wykazuje zmienne warstwowanie, od poziomego do skośnego i krzyżowego. A w strefie kontaktowej (to jest przyległej od południa do strefy marginalnej) w stropie omawianej serii z reguły obserwuje się wzbogacenie jej w materiał grubookruchowy do bruku włącznie. Warstwa bruku składa się z otoczków skał północnych (granitoidy, porfiry), wapieni i skał miejscowych do 15 cm wielkości, przy czym część z nich nosi wyraźne oślady peryglacjalnej obróbki eolicznej, a całość warstwy może być miejscami zagliniona. Miąższość warstwy bruku dochodzi do 0,6 m. Nagromadzenie żwirów względnie bruku w stropie serii wodnolodowcowej nosi charakter bruku erozyjnego [Stochlak, 1979a].

W pierwszej wersji arkusza Parczew wzdłuż doliny Tyśmienicy wyróżnione zostały tarasy kemowe, kemy i moreny martwego lodu koło Tyśmienicy i Nadziei – moreny martwego lodu i kemy (Stochlak, 1979a, b). Podczas wizji terenowej nie stwierdzono tego typu form, w większości występują tam piaski i żwiry wodnolodowcowe górne.

Mułki i piaski pyłowate zastoiskowe rozpoznano jedynie w otworach, gdyż praktycznie cała powierzchnia obszaru arkusza Parczew pokryta jest utworami pyłowymi, których wiek określa się na zlodowacenie Wisły. Rozróżnienie tych osadów na powierzchni terenu jest bardzo trudne. Miąższość osadów zlodowacenia Wisły rzadko przekracza 2 m. Piaski i mułki (otw. 61 w Parczewie; przekrój geologiczny A–B) o miąższości kilku metrów leżą na glinach zwałowych. Ponadto osady zastoiskowe stwierdzono w następujących otworach: 6 w Glinnym Stoku, 14 w Koczergach oraz 23, 25, 34, 36, 39 i 68 w Parczewie. Przeciętą miąższość tych osadów wynosi 3–5 m i przykryte są osadami pyłowymi bądź piaskami i żwirami wodnolodowcowymi górnymi.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne) zostały wyróżnione po obu stronach doliny Piskornicy w południowo-zachodniej części badanego obszaru, a także na wschodnim brzegu doliny Tyśmienicy koło Jeziora (północno-zachodnia część obszaru arkusza). Nie ma jednoznacznych dowodów na wiek omawianych osadów. W dolinie Tyśmienicy Stochlak (1979a, b) osady te uznał za taras kemowy. Podobnie jak na obszarze arkusza Leszkowice (Żarski, 2023a, b), autor niniejszego opracowania przyjął rzeczną genezę doliny Tyśmienicy. Stochlak (1979a) przyjął koncepcję glacialną rozwoju doliny Tyśmienicy i wyróżnił tarasy kemowe wzdłuż doliny Tyśmienicy aż po Tulniki po zachodniej stronie doliny i Komarne po jej wschodniej stronie. Tarasów kemowych nie stwierdzono na wymienionych wyżej obszarach, a jedynie tarasy nadzalewowe zlodowacenia Wisły. W opracowaniu przyjęto, że współczesna dolina Tyśmienicy uformowała się po etapie topnienia lądolodu ze strefy marginalnej w okolicach Siedlec. Ukształtowały ją wody rzeczne płynące z południa. Miąższość osadów rzeczno-peryglacjalnych osiąga kilka metrów. Osady te wyróżniono pod dnem doliny Tyśmienicy (przekrój geologiczny A–B; [tabl. II](#) – przekrój geologiczny E–F). Ich miąższość wynosi około 3–5 m. W okolicach rzeki Piskornicy piaski drobnoziarniste i mułki występują około 5–8 m ponad dnem doliny.

Stochlak (1979a, b) osady te również zaliczył do „zlodowaceń środkowopolskich”. Są jednak wątpliwości, czy ich wiek nie jest związany ze zlodowaceniem Wisły. Wiek piasków i mułków rzeczno-peryglacjalnych na obszarze Lasów Parczewskich na podstawie datowań wykonanych

metodą optoluminescencyjną (OSL) wiązany jest właśnie ze zlodowaceniem Wisły. Stochlak (1979a, b) akumulację osadów rzeczno-peryglacjalnych na terenie Lasów Parczewskich wiązał ze „zlodowaceniem środkowopolskim”.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski, piaski pyłowate, mułki i żwiry rzeczno-peryglacjalne zostały wyróżnione we wschodniej części badanego terenu, na wschód od doliny Tyśmienicy i na południe od doliny Piwonii. Osady te reprezentowane są głównie przez piaski drobnoziarniste z domieszką średnioziarnistych, przemyte, z przewarstwieniami piasków pyłowatych, a także mułków. Piaski charakteryzują się dobrym wysortowaniem. Miejscami w części stropowej tej serii występują piaski pyłowate i mułki. Takie wykształcenie osadów sugeruje bardzo wolne przepływy rzeczne, miejscami rozlewiska. Wydaje się, że nie było skoncentrowanych przepływów. Woda głównie w okresach letnich płynęła bardzo powoli, a pod powierzchnią terenu znajdowała się wieloletnia zmarzlina. Miąższość osadów rzeczno-peryglacjalnych w północno-wschodniej części obszaru arkusza nie przekracza 2 m. Osady rzeczno-peryglacjalne leżą nieco wyżej w morfologii terenu, niż osady jeziorne (rozlewiskowe) zlodowacenia Wisły. Na południe od Makoszki–Plebaniej Woli miąższość osadów rzeczno-peryglacjalnych wynosi kilka metrów, przeważnie 2–3 m. Jedynie na wschód od przysiółka Gościniec nie przekracza ona 2 m. Na północ od Ostrowa Lubelskiego z denudacyjnej formy wałowej zbudowanej z osadów rzeczno-peryglacjalnych pobrano próbki do analiz uziarnienia. Badania wykazały, że są to głównie piaski średnio-, drobnoziarniste i pyłowate (Roguski, 2020). Na przedmieściach Ostrowa Lubelskiego forma wału denudacyjnego praktycznie zanika, przechodząc w płaską równinę rzeczno-peryglacjalną. W wykopie pod fundament domu mieszkalnego można było zaobserwować osady tej równiny (fig. 1, punkt dok. 14). W profilu odsłonięcia występują: 0,0–1,0 m – pyły szarobeżowe, masywne; 1,0–1,2 m – piaski pyłowate jasnobeżowe; 1,2–1,8 m – piaski drobno- i średnioziarniste jasnoszare, warstwowane horyzontalnie z przewarstwieniami piasków zorsztynizowanych, miejscami przekształcone peryglacjalnie; 1,8–2,5 m – piaski drobno- i średnioziarniste, masywne, przekształcone peryglacjalnie. Miejscami w stropie tych osadów zauważa się warstewkę piasków gruboziarnistych ze żwirami. Miąższość mułków kończącej tę serię miejscami dochodzi do 1,4 m. Osady piaszczyste deponowane były przez wody wolno płynące. Mułki akumulowane były w zbiorniku wodnym.

Z głębokości 1,45 i 2,3 m pobrano próbki osadów piaszczystych w celu określenia wieku bezwzględnego metodą OSL. W próbce pobranej płycej (PIG246) otrzymano wiek 19 ± 3 ka, a głębiej

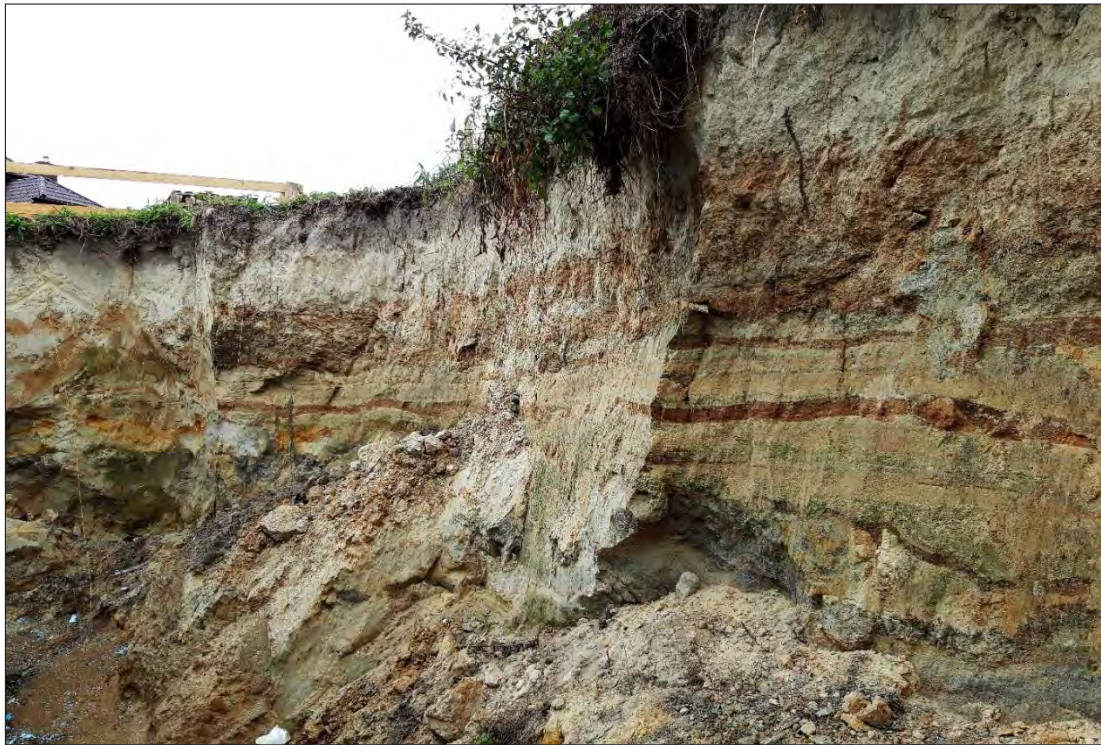


Fig. 1. Profil osadów rzeczno-peryglacjalnych w Ostrowie Lubelskim

(PIG247) – 72 ± 15 ka (Palczewski, 2020). Pobrano też próbkę piasków z denudacyjnej formy wałowej położonej na północ od Ostrowa Lubelskiego. Otrzymano wynik 17 ka (punkt dok. 13). Wartości 19 i 17 ka odpowiadają plenivistulianowi górnemu (stadiałom poznańskiemu i pomorskiemu; Marks i in., 2015). Wartość 72 ka odpowiada wczesnemu vistulianowi i interstadiałowi Rudunki (oderade; Marks i in., 2015). Na podstawie tych datowań można sądzić, że piaski masywne dolne akumulowane były we wczesnym vistulianie. Następnie przez 50 ka nie ma w profilu zapisu osadów. Seria warstwowanych piasków akumulowana była w maksimum rozwoju lądolodu skandynawskiego na terenie Polski północnej. Ponadto badaniom wieku poddano próbkę piasków rzeczno-peryglacjalnych z głębokości 1,3 m pobraną z niedużego odsłonięcia na terenie Lasów Parczewskich (punkt dok. 11). W profilu tego odsłonięcia wyróżniono: 0,0–0,3 m – poziom próchniczny; 0,3–1,0 m – piaski drobnoziarniste z niewielką domieszką frakcji pyłowej, jasnobrązowe; 1,0–1,4 m – piaski drobnoziarniste dobrze wysortowane i przemyte rdzawoszare. Otrzymany wiek osadów to 52 ± 12 ka (PIG244; Palczewski, 2020). Wiek ten odpowiada interplenivistulianowi (interstadiałowi grudziądzkiemu; Marks i in., 2015). Jest on około 20 ka młodszy, niż uzyskany z dolnej próbki w Ostrowie Lubelskim. Jednocześnie może sugerować, że dolna część serii rzeczno-peryglacjalnej akumulowana była w okresie 71–52 ka. Jest to jedynie hipoteza oparta na dwóch datowaniach wieku bezwzględnych wykonanych metodą OSL. Wydaje się jednak, że osady rzeczno-peryglacjalne na tym obszarze akumulowane były

prawdopodobnie w zlodowaceniu Wisły, a nie w „zlodowaceniu środkowopolskim”, jak twierdził Stochlak (1979a).

Piaski i mułki jeziorne (rozlewiskowe) wypełniają obniżenia prawdopodobnych kopalnych jezior i rozlewisk, a także występują w sąsiedztwie dolin rzecznych. W większości profili tych osadów występują mułki (pyły), piaski pyłowate, rzadziej piaski. Przeciętna miąższość tych osadów, podobnie jak utworów rzeczno-peryglacialnych, osiąga jedynie kilka metrów. We wschodniej części obszaru arkusza, pomiędzy dolinami Konotopy i Kołodziejki, utwory jeziorno-rozlewiskowe miąższości poniżej 2 m leżą na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych. W licznych obniżeniach bezodpływowych znajdujących się na obszarze Lasów Parczewskich utwory jeziorno-rozlewiskowe leżą pod osadami zagłębień bezodpływowych. Mułki i piaski jeziorne (rozlewiskowe) występują po obu stronach dolin Ochoży, Tyśmienicy i Piskornicy. W rejonie doliny Tyśmienicy osady te występują na obszarach płytkiego występowania margli i kredy piszącej mastrychtu górnego. Utwory te stwierdzono koło Babianki, Bójek, między dolinami Bóbrki i Ochoży, Tulnik, Nadziei, Woli Tulnickiej i Pohulanki. Cechą charakterystyczną morfologii tych obszarów jest występowanie licznych lejów krasowych i uwałów wypełnionych osadami zagłębień bezodpływowych, miejscami torfów (por. rozdział Ukształtowanie powierzchni terenu). Stochlak (1979a, b) zjawiska krasowe całkowicie pominął. Osady jeziorne (rozlewiskowe) również, jak w niniejszym opracowaniu, zaliczył do zlodowacenia Wisły. Osadów tych nie przebadano pod kątem wieku.

Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki (Tyśmienicy i Piwonii) w dolinie Piwonii występują jedynie na odcinku Parczew–Ostrowik, a w dolinie Tyśmienicy – po obu stronach koryta na północ od Siemienia oraz między Siemieniem a Buradowem po wschodniej stronie doliny. Na południu obszaru arkusza utwory te występują koło Tyśmienicy, Bójek i na północ od Ostrowa Lubelskiego. W otworze w Siemieniu (otw. 52, przekrój geologiczny A–B) stwierdzono 7-metrową warstwę piasków drobno- i średnioziarnistych leżących bezpośrednio na marglach mastrychtu górnego. W innym otworze stwierdzono 14-metrową warstwę piasków drobno-, gruboziarnistych i pyłowatych oraz żwirów leżących na utworach wapiennych mastrychtu górnego. Nie ma pewności, czy warstwa żwirów pochodzi ze zlodowacenia Wisły i ma genezę rzeczną. Jest to interpretacja. W Miłkowie na lewym brzegu Piwonii znajduje się odsłonięcie (punkt dok. 2) piasków drobno- i średnioziarnistych warstwowanych przekątnie. Wysokość ścian odkrywki wynosi 2,5 m. Z głębokości 1,8 m pobrano próbkę do oznaczenia metodą OSL wieku bezwzględnego. Otrzymano wynik $30,5 \pm 9,7$ ka (PIG245, Palczewski 2020). Wiek ten odpowiada końcowi interplenivistulianu (interstadiału Grudziądza), tuż przed nasunięciem lądolodu na teren Polski północnej. Na prawym brzegu doliny Tyśmienicy w Kolonii Miłków znajduje się odsłonięcie osadów

rzecznych tarasu nadzalewowego Tyśmienicy (punkt dok. 5). W ścianie północnej odsłaniają się piaski drobnoziarniste i pyłowate ze żwirami w stropie, poniżej których znajdują się piaski drobnoziarniste i pyłowate z przewarstwieniami orsztynu (do 2,5 m). W ścianie wschodniej do 2,5 m widoczne są piaski drobnoziarniste dobrze wysortowane ze żwirami w stropie o średnicy okruchów 2–3 cm. Ze ściany północnej z głębokości 1,8 m pobrano próbkę na oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL. Otrzymano wynik $36,6 \pm 6,6$ ka (PIG245, Palczewski, 2020). Wskazuje on na koniec interplenivistulianu (interstadiału Grudziądza). Powyższe wartości są do siebie zbliżone, co może sugerować prawidłowe zakwalifikowanie tych osadów do zlodowacenia Wisły.

Piaski pyłowate i pyły eoliczne leżą przeważnie na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 2. Wyróżniono je na południe od Miłkowa oraz na zachód od Jasionki w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Ponadto występują one na zachód od Babianki (południowo-zachodnia część badanego terenu). Są to głównie piaski pyłowate, drobnoziarniste i pyły, a ich genezę uznano za eoliczną. Miąższość tych osadów wynosi od 0,5 do 1,8 m. Na powierzchni terenu, głównie w rejonie Jasionki, obserwuje się żwiry. Żwiry natomiast nie są obserwowane w osadach piaszczysto-pyłowych. Żwiry wodnolodowcowe znalazły się na powierzchni terenu prawdopodobnie w wyniku procesów zamarzania i odmarzania gruntu w okresach zimowym i wiosennym. Jest to powszechne zjawisko w naszej strefie klimatycznej. W Jasionce (punkt dok. 4) znajduje się odsłonięcie utworów lessopodobnych i leżących niżej piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 2. W profilu niezniszczonej ściany wschodniej wyróżnia się: 0,0–0,15 m – poziom próchniczny; 0,15–1,5 m piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste z przewarstwieniami orsztynu; 1,5–1,7 m – pyły brązowe; 1,7–2,3 m – piaski średnioziarniste z poziomem żwirów w stropie. Z głębokości 1,3 m pobrano próbkę na oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL. Otrzymany wynik – $16,0 \pm 3,6$ ka (PIG24; Palczewski, 2020) – odpowiada końcowi fazy głównej vistulianu, a po uwzględnieniu marginesu błędu – najstarszemu dryasowi. W innych profilach dokumentujących te osady dominują piaski pyłowate i mułki.

Piaski eoliczne występują głównie w południowej części obszaru arkusza Parczew na terenie Lasów Parczewskich, w okolicach Bójek, Tyśmienicy, Babianki i Brzeźnicy Królewskiej. W północnej części badanego terenu, na zachód od Woli Przewłockiej, piaski eoliczne wznoszą się od 0,5 do 1,0 m ponad osady rzeczno-peryglacjalne. Tworzą one wzniesienie rozciągnięte równoleżnikowo. Na południe od Miłkowa piaski eoliczne także tworzą powierzchnie ukierunkowane równoleżnikowo. Występują one w obrębie osadów lessopodobnych. Różnią się one między sobą wykształceniem litologicznym. Utwory eoliczne to piaski drobno-, średnioziarniste z laminami gruboziarnistych, a w osadach lessopodobnych dominują pyły. Największe pola piasków eolicznych

znajdują się w rejonie Kozich Gór i przy wschodniej granicy obszaru arkusza Parczew, gdzie przykrywają osady rzeczno-peryglacjalne. Ponadto na terenie Lasów Parczewskich występuje kilkanaście pól piasków eolicznych rozwiniętych w postaci równoleżnikowo przebiegających smug. Znaczne powierzchnie piaski przewiane zajmują między Ostrowem Lubelskim a Bójkami, a także koło Tyśmienicy i na południowo-zachodnim skraju obszaru arkusza. Akumulacja piasków eolicznych odbywała się głównie u schyłku zlodowacenia Wisły, w dryasie. Wiek próbki piasków eolicznych wydmowych pobranej na obszarze arkusza Kaplonosy, zbadanej metodą OSL, został określony na 14,6 ka (GdTL-1604; Adamiec, 2013 w: Żarski, Morawski, 2018, 2019). Otrzymana wartość odpowiada schyłkowi zlodowacenia Wisły. Należy uznać, że piaski eoliczne na obszarze arkusza Parczew też są tego wieku.

Piaski eoliczne w wydmach na badanym terenie stwierdzono jedynie w kilkunastu miejscach. Rozmieszczenie wydm opisane zostało w rozdziale Ukształtowanie powierzchni terenu. Największa wydma paraboliczna znajduje się na obszarze Lasów Parczewskich, nazwana została Lisimi Górkami. Na pozostałym obszarze wydmy przyjmują formy równoleżnikowych wałów o szerokości do kilkudziesięciu metrów. Piaski wydm to piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste. W części stropowej są bezstrukturalne. Poniżej są przeważnie przekątnie warstwowane. Źródłem piasków eolicznych były głównie piaski rzeczno-peryglacjalne, a także piaski wodnolodowcowe występujące powszechnie na badanym terenie. Piaski eoliczne są w większości młodsze od piasków rzeczno-peryglacjalnych, a ich wiek należy wiązać ze schyłkiem zlodowacenia Wisły.

Pyły, piaski i żwiry zwietrzelinowe (eluwialne) pokrywają gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe na obszarach wysoczyznowych w północnej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza Parczew. Miąższość tych osadów waha się od 0,6 do 1,8 m. Miejscami może przekraczać 2 m. Są to głównie pyły, miejscami ze żwirami, lub piaski z domieszką frakcji pyłowej ze żwirami, miejscami z przewarstwieniami mułków. Przeważnie występują na glinach zwałowych. Na powierzchni terenu, szczególnie na północ od doliny Piwonii, występują głązy narzutowe i żwiry. Utwory te wykazują podobieństwo do osadów lessopodobnych, a także do piasków i mułków rzeczno-peryglacjalnych. Nie można wykluczyć przewiewania osadów zwietrzelinowych. Utwory te w większości były akumulowane w warunkach peryglacjalnych w zlodowaceniu Wisły.

Piaski, ły i mułki jeziorne stanowią spągowe partie mis jeziornych. Osady te leżą bezpośrednio na utworach mastrychtu. Utwory te zostały opisane w otworach w jeziorach: Miejskim (otw. 127 – J. Miejskie 2, 128 – J. Miejskie 1) i Kleszczów (otw. 119 – J. Kleszczów 1). W otworze 127 nawiercono jednometrowej miąższości (10,0–11,0 m) serię piasków drobnoziarnistych z detrytusem i piasków ilastych. W otworze w tym samym jeziorze (otw. 128) na głębokości 10,75–11,45 m

występują ility z detrytusem roślinnym, które przechodzą w mułki i piaski ilaste. W jeziorze Kleszczów (otw. 119) na głębokości 11,95–12,10 m stwierdzono poziom iłóv leżących bezpośrednio na marglach mastrychtu górnego. Utwory jeziorne na Polesiu Łęczyńsko-Włodawskim były przedmiotem badań wielu autorów, m.in.: Bałagi i innych (1995, 1996, 2002), Dobrowolskiego i Harasimiuka (2002), Dobrowolskiego i innych (2009), Dobrowolskiego (2006), Bałagi (2007) oraz Pietruczuka (2015, 2016, 2017). Wszystkie badania wskazują na późnovistuliański i vistuliańsko-holoceniński wiek osadów wypełniających misy jezior na obszarze Polesia. Są to jeziora utworzone w wyniku procesów krasowych w warunkach peryglacjalnych (Dobrowolski, 2006). Początek wypełniania mis jeziornych – tzw. okres paralimniczny – przypada na starszy dryas (Pietruczuk, 2016). Są to osady mineralne opisane powyżej.

Torfy i gytie zostały stwierdzone w wyżej opisanych rdzeniach pobranych z otworów kartograficznych wykonanych w jeziorach Miejskim i Kleszczów. W Jeziorze Miejskim (otw. 128) na iłach występuje 15-centymetrowa (10,75–10,60 m) warstwa torfów, na której leży 60-centymetrowy (10,6–10,0 m) poziom gytii organicznych. W otworze 127 w tym samym Jeziorze Miejskim nie stwierdzono torfów, lecz jedynie 30-centymetrowy (10,0–9,7 m) poziom gytii organicznych. W jeziorze Kleszczów (otw. 119) na iłach występuje 20-centymetrowa warstwa torfów (11,95–11,75 m), na której leżą gytie organiczne (11,75–11,00 m). W drugim otworze w jeziorze Kleszczów (otw. 118) gytie nierozdzielone o miąższości 8,7 m leżą na osadach wapiennych mastrychtu górnego. Torfy według Pietruczuka (2015, 2016) reprezentują etap telmatyczny, kiedy to nastąpił zanik płytkiego jeziora, które przekształciło się w torfowisko. Czas akumulacji torfów przypada na *allerød* – ciepły okres u schyłku vistulianu. Gytie akumulowane były w młodszym dryasie, kiedy podniósł się poziom wody i zapanowały warunki jeziorne. Etap ten określa się jako limniczny (Pietruczuk, 2016). Opisywane gytie jedynie na zasadzie porównania z innymi profilami zaliczono do vistulianu. Niezbędne są jednak badania tych osadów, które niestety nie zostały wykonane podczas realizacji arkusza Parczew przez Stochlaka (1979a, b). W otworze 118 (J. Kleszczów 2) do vistulianu mogą należeć spągowe partie gytii nierozdzielonych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski, żwiry, pyły i głązy rezydualne występują w Laskach i ich okolicach oraz w okolicach Komarnego na południowy zachód od Parczewa. Miąższość ich nie przekracza 2 m. Leżą one na piaskach i żwirach wodnolodowcowych dolnych zlodowacenia Sanu 2. Na powierzchni terenu obserwuje się liczne głązy narzutowe, a także żwiry. Utwory te miejscami zawierają frakcję pyłową i są zaglinione. Poniżej tych utworów występują przemyte piaski ze żwirami, które

prawdopodobnie mają genezę wodnolodowcową. W rejonie Komarnego, na zachód od Lasek, występuje wychodnia kredy piszącej mastrychtu górnego. Świadczy to o płytkim występowaniu osadów mastrychtu. Potwierdzeniem tego są występujące tu leje krasowe. Według Stochlaka (1979a, b) są to osady moren martwego lodu.

Piaski i mułki deluwialne występują u podnóża zboczy dolin Piwonii i Tyśmienicy. W dolinie Piwonii osady te wyróżniono między Glinnym Stokiem a Parczewem, gdzie nadbudowują taras nadzalewowy. Są to głównie piaski drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami mułków, warstwowane horyzontalnie. W rejonie Parczewa piaski i mułki, których miąższość nie przekracza 2 m, leżą na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych. W miejscowości Tyśmienica osady deluwialne przykrywają utwory eocenu górnego i mastrychtu górnego. Osady deluwialne tworzyły się w plejstocenie, głównie w zlodowaceniu Wisły oraz w holocenie.

c. Holocen

Piaski, mułki i torfy zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych wypełniają większość zagłębień pochodzenia krasowego, deflacyjnego lub powstałych na skutek nierównomiernej akumulacji rzecznej bądź wodnolodowcowej. Utwory te właściwie nie występują na obszarze wysoczyzny polodowcowej w północnej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Osady te najpowszechniej występują wzdłuż doliny Tyśmienicy i Piskornicy, gdzie wypełniają liczne leje krasowe, a także uwały. W stropowych częściach tych wypełnień bardzo często występują torfy i mułki, pod którymi leżą piaski. Niektóre zagłębienia wypełnione są piaskami. Miąższość wypełnień krasowych przeważnie przekracza 2 m. Osady zagłębień bezodpływowych występują także na obszarze Lasów Parczewskich. Leżą one najczęściej w obrębie piasków, mułków i piasków jeziornych (rozlewiskowych), a także piasków i mułków rzeczno-peryglacialnych. W rejonie Lasek osady zagłębień bezodpływowych leżą na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 2. Na zachód od miejscowości Tyśmienica utwory zagłębień bezodpływowych leżą na kredzie piszącej i marglach mastrychtu górnego. Stochlak (1979a, b) utwory te zaliczył do namulów torfiastych lub osadów jeziorno-rozlewiskowych holocenijskich.

Piaski, żwiry i mułki rzeczne wypełniają koryto rzeki Piwonii, a także dolinki rzek Konotopy, Kołodziejki, Piskornicy i Bóbrki oraz ich bezimiennych dopływów. Najczęściej są to piaski drobno- i średnioziarniste, często z domieszką piasków z humusem, a także makroszczałków roślinnych. W osadach tych występują przewarstwienia mułków. W częściach spągowych występują miejscami piaski ze żwirami. Miąższość tych osadów prawdopodobnie przekracza nieznacznie 2 m. Ze względu na ich zawodnienie, utrudnione jest poznanie ich pełnego profilu.

Gytie holocenu zostały nawiercone w Jeziorze Miejskim (otw. 127, 128) oraz w jeziorze Kleszczów (otw. 118, 119). W otworach tych są to gytie organiczne, glonowe brunatnoczarne, bardzo miękkie, przechodzące ku spągowi w gytie bardziej zwarte, galaretowate, homogeniczne, niewarstwowane (masywne). Miąższość gytii wynosi od 7,3 do 9,0 m. Powyżej nich znajduje się słup wody od 2,0 do 2,5 m, a poniżej gytie ze schyłku plejstocenu. Gytie akumulowane były od okresu preborealnego poprzez boreał aż do czasów współczesnych. Gytie także występują pod torfami wokół Jeziora Obradowskiego. Ponadto gytie stwierdzono w pojedynczych profilach w dolinach Tyśmienicy i Piwonii, gdzie występują pod torfami.

Torfy przejściowe zostały wyróżnione na obszarze arkusza Parczew na podstawie badań Żurka i Oświta (1976) oraz Przasnyską (1976) podczas realizacji pierwszej wersji arkusza (Stochlak, 1979a, b). Badania laboratoryjne torfów obejmowały analizy: składu botanicznego, zawartości części mineralnych, stopnia rozkładu torfów, pH oraz zawartości CaCO₃. Ponadto dokumentację surowcową torfów przeprowadzono w ramach realizacji kanału Wieprz-Krzna (Dziak, 1962; Osijuk, Piwocki, 1965). Torfy przejściowe wyróżniono w dolinie Tyśmienicy na północ od stawów w Siemieniu, na obszarach krasowych koło Nadziei, Gródka Szlacheckiego, Bójek, a także wokół jezior Obradowskiego, Miejskiego i Kleszczów. Występują one głównie w zagłębieniach bezodpływowych bądź okresowo przepływowych, przeważnie zawodnionych. Wody w torfowiskach przejściowych charakteryzują się silną kwasowością wyrażoną pH w przedziale 3,5–4,5 (Stochlak, 1979a). Pod względem botanicznym torfy te zbudowane są z roślin mszarno-turzycowych (Stochlak, 1979a). Tworzą je m.in. zespoły roślinne: „*Scheuchzerio-Cariceteafusca*: turzycy obłej, nitkowatej, bagiennej i pospolitej oraz mchów (torfowce *Sphagnus* oraz *Dreapanodadus* i inne” (Stochlak, 1979a). Torfy przejściowe mogą występować na torfach niskich. Prawdopodobnie w większości miąższość torfów przejściowych nie przekracza 2 m.

Torfy niskie prawie w całości wypełniają dna dolin Tyśmienicy, Piskornicy, Ochoży, Piwonii, kanału Piskornica i Bóbrki, a także lokalne obniżenia głównie w środkowej i południowej części badanego terenu. Są to torfy szuwarowe, turzycowiskowe, mechowiskowe i olesowe (Stochlak, 1979a). Największe powierzchnie zajmują zbiorowiska turzycowe siedlisk eutroficznych (m.in. szuwały wysokoturzycowe ze związku *Magnocaricion*), łąki trzęślicowe z zespołu *Molinion caeruleae* oraz zbiorowiska trawiaste ze związków *Calthion* i *Arrhenatherion* (Fijałkowski, 1963)

Ich miąższość sięga na badanym obszarze 0,4–1,0 m. Zajmują one prawie całą środkową i dolną część doliny Tyśmienicy i leżą na torfach szuwarowych lub olesowych. W miejscach, gdzie miąższość torfów przekracza 3,0–4,0 m podścielone są one torfami mechowiskowymi. W okolicy Siemienia w dolinie Tyśmienicy oraz dolnego biegu Piwonii występują torfy niskie układu szuwarowego

złożone z zespołów wysokich turzyc *Caricetum elatae*, *Caricetum appropinquatae* i *Caricetum papiculatae* ze związku *Magnocaricion elatae*. Ich miąższość dochodzi do 1,30 m, w dolinie Piwonii, Piskornicy, Starej Piwonii i potoku Ochoża dość pospolite są torfy olesowe, głównie olchowe (S. Żurek i J. Oświt, 1976). Osiągają one miąższość do 1,0 m. Maksymalna miąższość torfów na obszarze arkusza Parczew dochodzi do 7,0 m [...].

W ramach wykonanych ostatnio prac geologicznych w dolinie górnej Tyśmienicy (A. Bałaban, Z. Chojnacki, 1976) przeprowadzono badania cech fizyczno-mechanicznych 12 próbek torfów z głębokości od 0,4 do 1,7 m. Badania te wykazały, że są to torfy na ogół słabo rozłożone i średnio zwięzłe. Ciężar objętościowy ich zawiera się od 0,96 do 1,05 G/cm³; ciężar właściwy od 1,46 do 1,88 G/cm³; porowatość od 85,1 do 94,4%; wskaźnik porowatości naturalnej od 5,7 do 16,85; stopień wilgotności od 0,88 do 0,97; kąt tarcia wewnętrzznego od 1°10' do 30' (w 2 przypadkach tylko 5°10' oraz 8°30'); spójność od 0,5 do 1,5 T/m² (dwie ostatnie cechy określono w aparacie trójosiowym przy szybkim ścinaniu). Wykonano również badania modułów ściśliwości torfów; próbki torfów obciążano w zakresie od 0,0 kG do 2,0 kG/cm², a moduły ściśliwości „E” wahają się od 1,1 do 9,6 kG/cm². Z kolei bogatą charakterystykę składu botanicznego i stopnia rozkładu torfu wraz z oznaczeniem ich popielności, pH oraz CaCO₃, w ramach rozszerzonych badań torfów na obszarze arkusza Parczew dołączono do egzemplarza archiwalnego niniejszego opracowania. Zmiany sukcesji zespołów roślinnych w profilu pionowym i w płaszczyźnie poziomej badanych torfów zestawiono w najbardziej reprezentatywnych profilach tych osadów na arkuszu Parczew na tablicy VII.

Torfy facji bagiennej bezodpływowych zagłębień należą w przewadze do torfów niskich układu mechowiskowego oraz torfów przejściowych. Sporadycznie występują torfy wysokie. Torfy mechowiskowe rozwijają się w warunkach braku zalewów, tworzą je najczęściej zespoły turzycowo-mszyste i mszyste. Miąższość torfów mechowiskach waha się w granicach 0,8–3,6 metrów [Stochlak, 1979a].

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na morfologię podłoża utworów czwartorzędowych największy wpływ miały procesy denudacyjne w czwartorzędzie, w tym procesy krasowe, które bardzo silnie zachodziły u schyłku zlodowacenia Wisły i na początku holocenu w warunkach peryglacialnych. Prawdopodobnie procesy tektoniczne, które zachodziły w neogenie, przyczyniły się do powstania uskoków w skałach kredowych i zróżnicowania ich powierzchni stropowych.

Podłożem osadów czwartorzędowych na obszarze arkusza Parczew są utwory mastrychtu górnego i eocenu górnego oraz (w Tyśmienicy) osady pliocenu (tabl. IV). Według Stochlaka w rejonie Przewłoki i Plebaniej Woli w podłożu skał czwartorzędowych występują utwory kampanu górnego

(Stochlak, 1979a). W niniejszej aktualizacji w tych miejscach wyróżniono skały masyf górnego. Miąższość skał masyf górnego wynosi blisko 180 m. Rzeźba terenu i sytuacja geologiczna, w której znajdują się osady kredowe w tym rejonie, w żaden sposób nie wskazują na tak znaczne dyslokacje. Skały eocenu górnego stanowią podłoże utworów czwartorzędowych w północno-zachodniej części obszaru arkusza Parczew w rejonie Miłkowa, Augustówki i Żminnego. Strop tych skał występuje przeważnie powyżej 130 m n.p.m. Najwyżej położony strop skał eocenu górnego został stwierdzony w otworze 7 w Żminnem na wysokości 145,5 m n.p.m. W okolicach Siemienia skały eocenu górnego odsłaniają się na powierzchni terenu bądź leżą pod cienką pokrywą utworów czwartorzędowych. Powierzchnia stropowa tych osadów znajduje się przeważnie powyżej 140 m n.p.m. W otworze 53 w Siemieniu, przy nadkładzie osadów czwartorzędowych o miąższości 2,5 m, strop skał górnocieńskich występuje na wysokości 146,8 m n.p.m. Prawdopodobnie pierwotna wysokość stropu utworów górnocieńskich przekraczała 150 m n.p.m., a być może znacznie więcej. Osady eocenu górnego, a prawdopodobnie także pliocenu, odsłaniają się na powierzchni terenu w zboczu doliny Tyśmienicy, w miejscowości Tyśmienica. Są one miejscami przykryte cienką pokrywą utworów czwartorzędowych. Powierzchnia stropowa tych osadów wznosi się ponad 130–140 m n.p.m. Na pozostałym terenie podłożem utworów czwartorzędowych są skały masyf górnego. Strop skał kredowych w zachodniej części obszaru położony jest przeciętnie na wysokości około 140 m n.p.m. i nie wykazuje większego urozmaicenia. W rejonie doliny Tyśmienicy skały kredowe znajdują się tuż pod powierzchnią terenu bądź miejscami odsłaniają się na powierzchni. Na zachód od Tyśmienicy skały kredowe przykryte są 20–30-metrową pokrywą utworów czwartorzędowych. Na wschód od doliny Tyśmienicy skały te rozcięte są głęboką i rozległą strukturą erozyjną powstałą w plejstocenie (tabl. IV). Struktura ta ma układ południkowy i przebiega od okolic Ostrowa Lubelskiego przez osadę Gościniec, okolice Makoszki do Parczewa. Strop skał kredowych leżący na wysokości ponad 140 m n.p.m. opada stromym zboczem poniżej 90 m n.p.m. Od okolic Makoszki strome zbocze (rynny, doliny) przechodzi w długi stok na wysokości 130 m n.p.m. W okolicy Nowej Jedlanki szerokość tej formy wynosi około 1 km. W okolicach Rudki rozszerza się do 2 km i dalej na północ – do 5–6 km. Ku wschodowi strop skał kredowych podnosi się do 120–130 m n.p.m. przy granicy obszaru arkusza. W okolicach Starej Jedlanki powierzchnia stropowa skał kredowych wznosi się powyżej 130 m n.p.m., miejscami osiąga 140 m n.p.m. Bardzo ciekawą niewielką strukturą w skałach kredowych jest wąska rynna subglacialna, znajdująca się obecnie u podnóża podłużnego wyniesienia na powierzchni terenu, na północ od Ostrowa Lubelskiego. Powierzchnia stropowa utworów kredy znajduje się tam poniżej 130 m n.p.m. (126,5 m n.p.m.). Na zachód i wschód od tej rynny strop skał kredowych wznosi się na wysokość ponad 140 m n.p.m.

Można przypuszczać, że strefa obniżonego podłoża skał kredowych o rozciągłości południkowej rozwinęła się na uskoku o kierunku południe–północ, przebiegającym na wschód od doliny Tyśmienicy. Maksymalna deniwelacja (najniżej położony udokumentowany punkt stropu skał kredowych – 83,0 m n.p.m.; punkt położony najwyżej – 150,0 m n.p.m.) wynosi 67,0 m, tj. większa, niż deniwelacja współczesnej powierzchni terenu, która wynosi 36,6 m.

Obszar arkusza Parczew położony jest w obrębie wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej (kratonu prekambryjskiego) przy zachodniej granicy strefy Teisseyre’a-Tornquista (T-T) (Znosko, 1962, 1979; Żelichowski, 1972; Narkiewicz i in., 2015; Mazur i in., 2017). Strefa T-T oddziela platformę prekambryjską od tzw. młodej platformy paleozoicznej Europy zachodniej i środkowej (Mazur i in., 2017). Strefa T-T powstała prawdopodobnie w prekambrze i wczesnym paleozoiku (Mazur i in., 2016, 2017). W strefie tej skały krystaliczne fundamentu gwałtownie obniżają się szeregiem stopni uskokowych w kierunku południowo-zachodnim. Miąższość skorupy ziemskiej w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego wynosi około 41–49 km i zmniejsza się w kierunku południowo-zachodnim, osiągając w obrębie platformy paleozoicznej 31–38 km (Guterch i in., 1983, 1984, 1986; Guterch, Grad, 2006). Obszar arkusza Parczew położony jest w obrębie lubelsko-podlaskiej części podniesionej platformy prekambryjskiej (Żelichowski, 1972; Stochlak, 1979a). Obszar arkusza niemal w całości należy do zrębu łukowskiego, będącego częścią struktury lubelsko-podlaskiej. Skały krystaliczne na badanym terenie w części północno-zachodniej znajdują się na głębokości 2200 m (Żarski, Morawski, 2018, 2019). W południowo-wschodniej części obszaru arkusza znajduje się uskok Hanny oddzielający zrąb łukowski od zapadliska włodawskiego (Żelichowski, 1972). Amplituda zrzutu skał krystalicznych wynosi 1500 m. W obrębie zrębu łukowskiego wyróżnia się obniżenie parczewskie, które od północy ograniczone jest strefą uskokową Huczwy, oddzielającą je od bloku Grabowszczyzny (Żelichowski, 1972). Strefa dyslokacyjna Huczwy na obszarze arkusza Parczew obejmuje dwa uskoki normalne o amplitudzie zrzutu skał 500–600 m w kierunku północno-zachodnim. Obniżenie parczewskie rozwinięte jest na zachodnim obniżeniu zrębu łukowskiego i w obrębie zapadliska włodawskiego (Żelichowski, 1972). Od zachodu obniżenie parczewskie ograniczone jest uskokiem Kocka. Zarówno strefa uskokowa Huczwy, jak i uskoki Hanny, związane są z fazą bretońską orogenezy waryscyjskiej, która zachodziła od dewonu górnego (famen) do karbonu dolnego (wizen). Tego też wieku są trzy udokumentowane uskoki o przebiegu południkowym (przekrój geologiczny C–D). Na zachód od otworu Parczew IG 3 (otw. 117) skały kambru są wyniesione o około 500 m, a utwory syluru zostały całkowicie zniszczone. Drugim uskokiem ograniczającym zrąb łukowski jest uskoki położony na zachód od otworu Parczew IG 4 (otw. 93), w którym bezpośrednio pod skałami wizenu występują utwory syluru. Po zachodniej stronie tego

otworu (przekrój geologiczny C–D) występuje prawdopodobnie kolejny uskok, w którym skały kambru podniesione są około 300 m.

Omawiany obszar położony jest w obrębie struktury paleozoicznej określanej jako niecka lubelska lub nadbużańska (Stupnicka, 1989; Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007; Narkiewicz, Dadlez, 2008), wypełnionej skałami osadowymi wieku karbońskiego (Żarski, Morawski, 2019). Na zachód od granicy obszaru arkusza Parczew, na linii doliny Wieprza (obszar ark. Leszkowice; Żarski, 2023a, b) przebiega uskok Kocka (Żelichowski, 1974a), który rozdziela nieckę na dwie części: rów mazowiecko-lubelski po zachodniej stronie uskoku oraz podniesienie łukowskie (zrąb Łukowa) po stronie wschodniej uskoku. Na zrębie łukowskim dużą rolę odgrywają uskoki poprzeczne w stosunku do uskoku Kocka (Żelichowski, 1974a; Żelichowski, Kozłowski, red., 1983). W karbonie górnym (westfal) nastąpiły silne ruchy fazy asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej i powstanie antykliny Kocka (zrębu Kocka, strefy Kocka), która rozdziela nieckę nadbużańską (basen lubelski) na dwie części – rów lubelski i podniesienie łukowsko-hrubieszowskie (hrubieszowskie), na wschód od strefy Kocka (Stupnicka, 1989). Główne zagłębienie z węglem kamiennym znajduje się na obszarze podniesienia hrubieszowskiego, w strefie platformy prekambryjskiej m.in. na obszarze arkusza Parczew. W fazie asturyjskiej odnowione zostały uskoki powstałe w czasie fazy bretońskiej waryscyjskich ruchów górotwórczych.

W ramach dokumentowania złóż węgla kamiennego LZW na polu Kolechowice II wchodzącego fragmentem na południowo-zachodnią część arkusza Parczew dokonano oceny tektoniki osadów karbonu (E. Ptak, H. Czempik, G. Sieroń, 1977). Osady karbonu tworzą asymetryczną synklinę o osi przebiegającej w kierunku NW–SE [...]. Rozciągłość warstw karbonu na północno-wschodnim skrzydle synkliny ma kierunek NW–SE, a upad warstw jest niewielki od 0–5° w kierunku południowo-zachodnim.

Na podstawie otworów wiertniczych i badań sejsmicznych wykonanych przez Zakład Badań Geofizycznych Przedsiębiorstwa Geologicznego w Warszawie stwierdzono, że teren złoża Kolechowice II pocięty jest serią uskoków o różnej amplitudzie. W związku z obiektywnym brakiem obserwacji kątów upadów płaszczyzn uskokowych w karbonie przyjęto ogólnie zasadę, że dla wszystkich uskoków ten kąt wynosi 60–75°.

Spośród kilku uskoków wyróżnionych przez autorów wspomnianej dokumentacji (E. Ptak, H. Czempik, G. Sieroń, 1977) na części terenu arkusza Parczew w obrębie pola Kolechowice wymienić należy:

a) Uskoki o kierunku NW–SE, to jest równoległe do rozciągłości złoża:

– uskoki kolechowicki, prawie równoległy do uskoku kockiego; zrzuca warstwy w kierunku NE o 20–30 m;

– uskok książęcy, wyznaczony głównie na różnicach występowania pokładu 395(305) w poszczególnych otworach wiertniczych; zrzut warstw w kierunku NE rzędu 50 m;

– uskok tyśmienicki, kierunek podobny, biegnie w pobliżu otworów 26 i 33 [Kolechowice 39, otw. 89 i Kolechowice 34, otw. 114; przyp. aut.]; zrzuca warstwy w kierunku południowo-wschodnim o 70–30 m;

b) Uskoki o kierunku poprzecznym:

– uskok Babianka II, biegnie w przybliżeniu między otworami 35 (otw. 114; przyp. aut.) a 31 (otw. 109; przyp. aut.) o kierunku SW–NE, a wysokość zrzutu w kierunku południowo-wschodnim wynosi 10–20 m;

– uskok brzeźnicki – w północnej części pola Kolechowice, na południe od otworów 18 (otw. 84; przyp. aut.) i 20 (otw. 86; przyp. aut.), przyjmuje kierunek biegu WNW–ESE, a warstwy zrzuca na południowy wschód. Wielkość zrzutu zawiera się od 190 m w części zachodniej do 20 m w części wschodniej;

– uskok tulnicki występuje na niewielkim odcinku w najbardziej północnej części złoża; biegnie równoległe do uskoku brzeźnickiego.

[...] Najmłodsze piętro tektoniczne – alpejskie – reprezentowane jest na badanym obszarze przez osady jury środkowej i górnej, kredy dolnej i górnej, eocenu górnego i miocenu [...]. Pokrywa mezozoiczna posiada charakter płaskiej monokliny, zapadającej ku SW. W okresie omawianego piętra nie nastąpiły żadne zasadnicze zmiany strukturalne. Tektonika tego piętra posiada charakter wybitnie platformowy i wyraża się wyłącznie falowymi i falowo-blokowymi ruchami epejrogenicznymi o zmieniającym w czasie kierunku wektora przemieszczeń. Liczne luki stratygraficzno-sedymentacyjne wskazują na taki właśnie charakter ruchów. Ruchy te posiadały częstokroć charakter synorogeniczny. Analiza rzeźby powierzchni podłoża przedczwartorzędowego pozwala przypuszczać, że w okresie ruchów laramijskich odnowieniu uległy niektóre dyslokacje waryscyjskie. Przybrały one bądź charakter uskóków, bądź (częściej) jedynie stref osłabienia (rozluźnienia) bez przesunięcia warstw [...]. Te ostatnie stanowiły predysponowane strefy wzmożonej erozji i denudacji i wyrażają się w obrazie rzeźby podłoża strefami wysokich spadków lub głębokimi rynnami erozyjnymi o biegu zgodnym z lineacjami strukturalnymi podłoża przedalpejskiego. Niektóre z tych stref przeobraziły się w naddyslokacyjny fleksur np. strefa Tyśmienica–Siemień i znajdują potwierdzenie w odmiennym facjalnym i hipsometrycznym zróżnicowaniu jednostek stratygraficznych pokrywy czwartorzędowej [...]. W obrębie plejstocenu na omawianym terenie niewątpliwie miały miejsce kilkakrotnie ruchy neotektoniczne [...] [Stochlak, 1979a].

Wydaje się, że strefa obniżenia stropu utworów mastrychtu o kierunku północ–południe na wschód od doliny Tyśmienicy nawiązuje właśnie do uskoku w piętrze waryscyjskiej epoki tektonicznej.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi skałami na obszarze arkusza Parczew są piaskowce kwarcytowe kambru dolnego, należące do formacji włodawskiej, mazowieckiej, kaplonoskiej i radzyńskiej (Paczeńska, 2011b). Są to utwory morskie, które akumulowane były w strefie przybrzeża (tab. 2). Teren arkusza Parczew znajdował się na pasywnym brzegu paleokontynentu Baltiki. Osady te zostały rozpoznane w otworze 103 w Gródku. Na początku kambru środkowego także akumulowane były piaskowce kwarcytowe. Utwory te deponowane były zarówno w wysokoenergetycznej strefie dolnego przybrzeża, jak i strefie górnego odbrzeża, charakteryzującej się niskoenergetycznym środowiskiem wodnym. Piaskowce kambru środkowego rozpoznane zostały w wyżej wymienionym otworze, a także w otworze 47 (Przewłoka IG 1). Utwory te należą do formacji kostrzyńskiej. W kambrze środkowym badany teren uległ wypiętrzeniu podczas orogenezy kaledońskiej, a osady lądowe kambru górnego, a także ordowiku dolnego, zostały całkowicie zniszczone.

W ordowiku badany teren objęty był zbiornikiem morskim, w którym akumulowane były m.in. iłowce rozpoznane w otworze 103 w Gródku. W profilach na obszarach arkuszy sąsiednich (ark. Leszkowice – Żarski, 2023a, b; ark. Wołyn – Marszałek i in., 2001a, b) akumulowane były zlepieńce, a następnie wapień i margle. Sedymentacja tych osadów była przerywana. Utwory ordowiku mają cechy licznych procesów epigenetycznych: rekrystalizacji, glaukonityzacji węglanów, sylifikacji, pirytyzacji (Langier-Kuźniarowa, 2011).

Pod koniec ordowiku i na początku syluru na opisywanym obszarze miały miejsce ruchy tektoniczne związane z orogenezą kaledońską. Na badanym terenie panowały warunki lądowe. W osadach przejawia się to luką stratygraficzną. W sylurze opisywany teren ponownie objęty był transgresją morską. Morze prawdopodobnie wkroczyło od zachodu. Monotonna seria iłowców i mułowców sedymentowana była w południowej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego, rozciągającego się wzdłuż zachodniego skłonu Batliki (Podhalańska, 2011). Dominującą grupą skamieniałości w tych osadach są graptolity. Na badanym terenie nie stwierdzono osadów dewonu, które występują przede wszystkim po zachodniej stronie uskoku Kocka oraz w strukturze Kocka, m.in. na obszarze arkusza Leszkowice (Żarski, 2023a, b). Są to głównie iłowce, mułowce, łupki ilaste, wapień i dolomity akumulowane w zbiorniku morskim. W famenie górnym (dewonie górnym) i w wizeńce (w fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej) północno-wschodni obszar obecnej niecki nadbużańskiej został wyniesiony (Miłaczewski, Żelichowski, 1968, 1970; Porzycki, 1988; Narkiewicz i in., 2007). Powstały liczne uskoki o przeważającym kierunku NE–SW, a także NW–SE. Amplitudy przemieszczeń wynoszą od 500 do 2000 m.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Orogeneza	Faza	Utwory (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					<p>Torfy niskie — $_{tn}Q_h$</p> <p>Torfy przejściowe — $_{tp}Q_h$</p> <p>Gytie — $_{gy}Q_h$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki rzeczne — $_{pż}^f Q_h$</p> <p>Piaski, mułki i torfy zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_{pm}^{li} Q_h$</p>	<p>Akumulacja torfotwórcza w dolinach rzecznych</p> <p>Akumulacja torfotwórcza w zagłębieniach bezodpływowych, częściowo w dolinach rzecznych</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w jeziorach</p> <p>Akumulacja mineralna w dolinach; erozja rzeczna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w zagłębieniach bezodpływowych, miejscami akumulacja torfotwórcza</p>
						<p>Piaski i mułki deluwialne — $_{pm}^d Q$</p> <p>Piaski, żwiry, pyły i głazy rezydualne — $_{pż}^r Q$</p>	<p>Zmywanie osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóża krawędzi lub w obniżeniach</p> <p>Wietrzenie mechaniczne, chemiczne osadu, procesy erozyjne przyczyniające się do niszczenia osadów</p>
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły			<p>Torfy i gytie — $_t Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski, ropy i mułki jeziorne — $_{pi}^{li} Q_{p^4}^B$</p> <p>Pyły, piaski i żwiry zwietrzelinowe (eluwialne) — $_{py}^z Q_h$</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — $_p^e Q_{p^4}^{B(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — $_p^e Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski pyłowate i pyły eoliczne — $_{ppy} Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych – 2,0–6,0 m n.p. rzeki (Tyśmienicy i Piwonii) — $_{pż}^f Q_{p^4}^{B(t)}$</p> <p>Piaski i mułki jeziorne (rozlewiskowe) — $_{pm}^{li} Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski, piaski pyłowate, mułki i żwiry rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne) — $_{pppy}^{f-pg} Q_{p^4}^B$</p>	<p>Akumulacja torfotwórcza i mineralno-biogeniczna w jeziorach</p> <p>Akumulacja mineralna w jeziorach</p> <p>Wietrzenie mechaniczne w klimacie peryglacjalnym</p> <p>Akumulacja eoliczna, powstawanie wydym</p> <p>Deflacja, przewiewanie osadów piaszczystych w warunkach peryglacjalnych</p> <p>Przewiewanie pyłów i zwietrzelin pylistych w warunkach peryglacjalnych</p> <p>Akumulacja osadów mineralnych w dolinach i erozja rzeczna</p> <p>Akumulacja jeziorna w płytkich rozległych zbiornikach w warunkach peryglacjalnych</p> <p>Akumulacja rzeczna w warunkach większej dynamiki przepływy (w warunkach peryglacjalnych)</p>
							Procesy krasowe. Degradacja wieloletniej zmarzliny

C z w a r t o r z ę d		P l e j s t o c e n		
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry		
	Zlodowacenie Saanu 2			
		Zlodowacenie Saanu 1		
		Interglacjał małopolski		
Zlodowacenie Nidy				
Zlodowacenia południowopolskie				
<p>Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacialne (niweofluwialne) — $f-pg \frac{Q^W}{p^2}$</p>		<p>Akumulacja i erozja rzeczna w środowisku większej dynamiki wód w klimacie peryglacialnym</p>		
<p>Mułki i piaski pyłowate zastoiskowe — $b \frac{Q^G}{m p^2}$</p>		<p>Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach na przedpolu topniejącego lądolodu</p>		
<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $f_g \frac{Q^G}{p^2}$</p>		<p>Erozja i akumulacja wód na przedpolu topniejącego lądolodu. Erozja wód w obrębie lodu i pod lądolodem. Powstawanie rynien</p>		
<p>Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe — $f_{gm} \frac{Q^G}{p^2}$</p>		<p>Erozja i akumulacja wód na przedpolu topniejącego lądolodu. Miejscami akumulacja zbiornikowa</p>		
<p>Piaski, żwiry i głazy moren czołowych — $\frac{gc}{p^2} \frac{Q^G}{p^2}$</p>		<p>Akumulacja lodowcowa osadów mineralnych przed czołem lądolodu w fazie postojowej</p>		
<p>Piaski i żwiry lodowcowe — $\frac{g}{p^2} \frac{Q^G}{p^2}$</p>		<p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa</p>		
<p>Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} \frac{Q^G}{p^2}$</p>		<p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa. Nasunięcie lądolodu</p>		
<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $f_{gl} \frac{Q^G}{p^2}$</p>		<p>Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie nasuwania się lądolodu</p>		
<p>Mułki, ily i piaski zastoiskowe — $b \frac{Q^G}{mi p^2}$</p>		<p>Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach na przedpolu topniejącego lądolodu podczas fazy nasuwania</p>		
<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $f_g \frac{Q^S}{p^2}$</p>		<p>Akumulacja wodnolodowcowa osadów mineralnych pod lądolodem oraz na przedpolu topniejącego lądolodu podczas jego recesji. Erozja wodnolodowcowa</p>		
<p>Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} \frac{Q^S}{p^2}$</p>		<p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa. Nasunięcie lądolodu</p>		
<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $f_{gl} \frac{Q^S}{p^2}$</p>		<p>Akumulacja wodnolodowcowa osadów mineralnych pod lądolodem oraz na przedpolu topniejącego lądolodu podczas jego nasuwania. Procesy erozji wodnolodowcowej</p>		
<p>Mułki, ily i piaski zastoiskowe — $b \frac{Q^S}{mi p^2}$</p>		<p>Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach na przedpolu topniejącego lądolodu podczas jego nasuwania</p>		
<p>Mułki, ily, piaski jeziorne i torfy — $li \frac{Q^K}{mi p^2}$</p>		<p>Akumulacja mineralno-biogeniczna i torfotwórcza w jeziorach</p>		
<p>Piaski i ily rzeczne — $f_{pi} \frac{Q^K}{p^2}$</p>		<p>Akumulacja korytowa i pozakorytowa osadów mineralnych przez rzeki</p>		
<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $f_g \frac{Q^N}{p^2}$</p>		<p>Akumulacja wodnolodowcowa osadów mineralnych pod lądolodem oraz na przedpolu topniejącego lądolodu podczas jego recesji. Erozja wodnolodowcowa</p>		

K r e d a	Kreda dolna	Alb		Neokimeryjska	Piaski i piaskowce glaukonitowe z fosforytami oraz margle — pCr_{al}	Transgresja morska. Akumulacja w warunkach płytkomorskich z dostawą materiału terygenicznego
	Jura środkowa + górna				Piaskowce, wapień oranodetrytyczne, ooidowe, pelitowe, dolomityczne, rafowe, dolomity i mułowce — pcJ_{2+3}	Sedymentacja morska w strefie litoralnej
	Jura górna	Oksford	Oksford górny		Wapień ooidowe, pelityczne, organodetrytyczne i rafowe — wJ_{o3}	
			Oksford dolny + środkowy		Wapień (gąbkowe i rafowe) oraz dolomity — wJ_{o2+3}	
Jura środkowa	Baton–kelowej			Muszlówce, piaskowce kwarcowe, wapień i dolomity piaszczyste, mułowce oraz zlepienie — mlJ_{bt-cl}	Sedymentacja morska Transgresja morska	
K a r b o n	Karbon górny	Westfal		Asturyjska	Mułowce, iłowce i piaskowce oraz węgiel kamienny — mcC_w	Sedymentacja śródlądowa, fitogeniczna Ostatnia ingresja morska
		Namur			Mułowce, iłowce, piaskowce, wapień oraz węgiel kamienny — mcC_n	Sedymentacja śródlądowa w środowisku delty płytkowodnej, równi zalewowej i w korytach. Sedymentacja litoralna w strefie płytkiego szelfu węglanowego i ilastego
	Karbon dolny	Wizen	Wizen górny	Bretońska	Mułowce, iłowce, wapień, piaskowce, zlepienie, diabazy, tufy i tufity — mcC_{v3}	Sedymentacja morska Wulkanizm
S y l u r	Wenlok			Kaledońska	İłowce, mułowce i wapień — icS	
					İłowce i mułowce z przewarstwieniami wapieni — icS_w	
Ordowik				İłowce — icO		
K a m b r				Piaskowce kwarcytowe — $pc_{kw}C_m$		
	Kambryj środkowy			Piaskowce kwarcytowe — $pc_{kw}C_{m2}$		
	Kambryj dolny			Piaskowce kwarcytowe — $pc_{kw}C_{m1}$		

Na terenie objętym arkuszem Parczew powstał wówczas uskok Hanny o rozciągłości SW–NE, któremu towarzyszą mniejsze dyslokacje o tym samym kierunku [...]. Uskok Hanny posiada na obszarze arkusza Parczew zrzut około 1500 m w kierunku południowo-wschodnim. Drugi poważniejszy uskok – uskok Parczewa, posiada zrzut około 450 m w kierunku NW. Rozciągający się między tymi uskokami garb Parczewa (nazwa własna) stanowi południowo-wschodni blok strukturalny regionalnej jednostki tektonicznej zrębu łukowskiego (A.M. Żelichowski, 1972, 1974). Przewaga uskoków

normalnych oraz brak struktur fałdowych wskazują, że kierunek maksymalnego naprężenia ściskającego był pionowy. Tektonika bretońska posiada więc charakter platformowy względnie paraplatformowy.

Diabazy oraz tufity występujące w otworach wiertniczych w kilku otworach „węglowych” na obszarze badanym, a także przyległym do obszaru arkusza są świadectwem wulkanizmu związanego ze schyłkiem omawianych ruchów tektonicznych. Wstępują one często bezpośrednio poniżej transgresywnie spoczywających na różnych ogniwach starszego paleozoiku utworów karbonu dolnego – wizeny górny. Okres od schyłku famenu po wizen środkowy był okresem ruchów blokowych oraz silnej erozji i denudacji, której wartość na wyniesionym bloku Parczewa oszacować można na 1000–1250 m, przy czym wartość jej wzrasta w kierunku północno-wschodnim [Stochlak, 1979a].

Sedymentacja osadów w karbonie rozpoczęła się w wizenie górnym. Jest ona charakterystyczna dla obszarów platformowych, charakteryzuje się dużą labilnością podłoża, co powodowało cykliczne zmiany wykształcenia osadów (Łozińska-Stępień i in., 1986). W wizenie górnym akumulowane były osady węglanowe i terygeniczne facji paralicznej. W osadach tych występują liczne skamieniałości ramienionogów, małżów, koralowców oraz liliowców (Łozińska-Stępień i in., 1986). Osady węglanowe przechodzą bez luk sedymentacyjnych w cienkie klastyczne osady lądowe z wkładkami mułków węglistych z rozproszoną substancją fitogeniczną. Utwory wizeny przechodzą w sposób ciągły w osady namuru A (serpuchow) formacji Terebina. Są to głównie utwory, które akumulowane były w środowisku delty płytkowodnej i płytkiego szelfu węglanowego i ilastego (Waxmundzka, 2011). Są to mułowce, iłowce i piaskowce. Utwory tej formacji akumulowane były w cyklach sedymentacyjnych, które zaczynały się wapieniami, a kończyły osadami limnicznymi, węglem kamiennym i „humusowym”.

Podczas sedymentacji utworów namuru B (baszkir) panowały głównie warunki limniczne. Utwory te należą do formacji Dęblina i ognia Bugu. Utwory te, podobnie jak leżące wyżej, także akumulowane były w powtarzających się cyklach sedymentacyjnych. Cykle kończą się przeważnie iłowcami z fauną brakiczną i słodkowodną, a w części stropowej cykli występują węgle humusowe i kamienne. W namurze B udokumentowano pierwsze bilansowe złoża węgla kamiennego. W namurze C (formacja Dęblina, ogniwo kumowskie) panowały głównie warunki lądowe, w których akumulowane były utwory klastyczne z warstewkami węgla kamiennego. W czasie namuru C było kilka zalewów morskich, w których akumulowane były margle morskie.

Profil karbonu kończą warstwy lubelskie, obejmujące już westfal A i B. W tej serii grupują się najważniejsze zasoby węgla kamiennego (pokłady grupy 300). Osady tej serii posiadają prawie

wyłącznie charakter limniczny. Przeważa tu litofacja mułowcowo-iłowcowa nad piaskowcową. Osady fitogeniczne stają się coraz częstsze, a ich miąższość stopniowo wzrasta. Budowa wewnętrzna serii warstw lubelskich wykazuje doskonale wyrażoną cykliczność z wielokrotnie powtarzającymi się cyklotemami węglowymi. Obfita flora lądowa wskazuje na bujny rozwój roślinności bagiennej w warunkach gorącego i wilgotnego klimatu. Flora ta obejmuje wszystkie klasy roślinności karbońskiej [...]. Makroszczątki roślin są dobrze zachowane. Poziomy stigmariowe wskazują, że węgle posiadają charakter autochtoniczny.

W najwyższym westfalu rozpoczęła się na badanym obszarze regresja morska związana z ruchami orogenicznymi młodszych faz orogenezy waryscyjskiej, przede wszystkim asturyjskiej. Orogeneza ta wyraziła się głównie wznoszącymi ruchami epejrogenicznymi oraz ruchami dyslokacyjnymi. Odnowieniu uległa większość bretońskich i prebretońskich stref rozłamowych i dyslokacji. Jednocześnie jednak powstaje szereg nowych dyslokacji niższego rzędu i dalsze rozdrobnienia masywu paleozoicznego. Silne ruchy wznoszące wykazuje przede wszystkim nadrozłamowa struktura Kocka–Łęcznej. Jej wpływ wyraża się zmianą ogólnego kierunku upadu warstw karbońskich na arkuszu Parczew z południowo-zachodniego na północno-wschodni.

Zmiana kierunku upadu warstw karbonu obejmuje przypuszczalnie jedynie zachodnie i południowo-zachodnie części obszaru badanego arkusza. Dzięki temu utwory karbonu tworzą współcześnie płytką asymetryczną synklinę o rozciągłości NW–SE. Jej oś przebiega przypuszczalnie na linii Siemień–Gródek. Warstwy północno-wschodniego skrzydła tej synkliny zapadają pod kątem 2–4° ku SW, warstwy skrzydła południowo-zachodniego – pod kątem 6–8° ku NE (J. Porzycki, 1976). Po karbonie następuje długotrwały okres lądowy, który trwa bez przerwy co najmniej do środkowego keloweju włącznie. Brak więc całego eokimeryjskiego piętra osadowego.

Cykl sedymentacji jurajskiej na badanym terenie trwa od keloweju po oksford. Transgresja morska dotarła tu w najwyższej części keloweju, dając w spągu profilu jury serię okruchową i trwała bez przerwy przez cały oksford, który wykształcony jest prawie wyłącznie w facji wapieni z nielicznymi przeławiczeniami dolomitów, margli i mułowców. Utwory jury na badanym obszarze posiadają więc silnie zredukowany profil, a miąższość ich, wahająca się w niewielkich granicach, wynosi od 130 do 160 metrów.

Na omawianym terenie występuje luka stratygraficzna obejmująca osady kimerydu i portlandu oraz całą dolną kredę. Czasowo okres luki odpowiada fazie ruchów tektonicznych orogenezy neokimeryjskiej. W okresie omawianej przerwy sedymentacyjnej zaczęły rozwijać się tutaj procesy krasowe i erozyjne, których wyrazem jest występowanie miejscami znacznych deniwelacji stropu utworów

jurajskich. Obserwowano tego typu zjawiska na obszarze sąsiedniego arkusza Ostrów Lubelski (J. Liszkowski, 1979a, b).

Cykl sedymentacji rozpoczyna się wielką transgresją morską w albie. Transgresyjne osady albu górnego wykształcone są w postaci piasków i piaskowców kwarcowo-glaukonitowych, marglistych z drobnymi конкреcjami fosforytów. [...] Począwszy od cenomanu sedymentacja górnokredowa przybiera charakter wapienny, początkowo w postaci wapieni organodetrytycznych, w biofacji inoceramowej oraz wapieni z przewarstwieniami krzemieni przechodzących w wapienie kredopodobne, a następnie kredę piszącą z lokalnym udziałem, szczególnie w stropowych partiach profilu kredy górnej, margli szarozielonych i opok. [...] Powierzchnia kredy jest silnie rozmyta i nierówna, porożciniana dolinami. Ukształtowanie jej m.in. związane jest z działalnością denudacyjną oraz tektoniczną, bliżej z ruchami fazy orogenezy staroalpejskiej (Iaramijskiej). Rozpoczęły się one tutaj przypuszczalnie już w górnym kampanie [...] i mastrychie [Stochlak, 1979a].

Na badanym terenie nie stwierdzono osadów paleocenu, gdyż prawdopodobnie panowały wówczas warunki lądowe. Morskie osady paleocenu dolnego występują w profilach na obszarze Wyżyny Lubelskiej (Krassowska, 1990). Nie można wykluczyć, że część badanego terenu objęta była płytkowodnym zbiornikiem morskim, lecz osady te zostały zniszczone procesami erozyjnymi. We wczesnym eocenie, zarówno na badanym terenie, jak i na obszarze północnej Lubelszczyzny, panowały warunki lądowe (Kasiński, 2019). Obszar ten podlegał intensywnym procesom denudacji i peneplenizacji w warunkach klimatu subtropikalnego. W środkowym eocenie badany obszar objęty został transgresją morską z obszaru Morza Północnego (Kasiński, 2019). Akumulowane były piaski glaukonitowe ze żwirami kwarcowymi, mułki i ły. Prawdopodobnie w czasie maksimum transgresji na badany obszar docierały ingresje morskie ze wschodu (Kasiński, 2019). Potwierdzeniem tej tezy są domieszki w spektrum zimnolubnej borealnej mikrofauny otwornicowej. W czasie regresji morza eoceńskiego, w eocenie środkowym i górnym, akumulowane były piaski glaukonitowe i mułki z bursztynami (Karnkowski, Kasiński, 2014; Kasiński, 2019). Bursztyny na omawianym terenie występują sporadycznie. Główne ich nagromadzenie występuje w okolicach Niedźwiady, Górki Lubar-towskiej i Leszkowice na obszarze arkusza Leszkowice (Żarski, 2023a, b).

Bursztyn według Kasińskiego i Tołkanowicz (1999) powstawał na obszarach litoralnych, w fa-cjach lagunowo-barierowych tworzących się wzdłuż wybrzeża basenu sedymentacyjnego cofającego się ku północnemu zachodowi (Kasiński, 2019). Fosforyty eocenu górnego powstały w przerwach sedymentacji osadów morskich.

Utworów oligoceńskich na obszarze arkusza Parczew nie stwierdzono, gdyż prawdopodobnie zostały zniszczone w wyniku procesów erozyjnych. We wczesnym oligocenie obszar północnej

Lubelszczyzny był objęty co najmniej dwukrotnie transgresją morską (Piwocki, Kasiński, 1995). Po wycofaniu się morza dolnooligocenijskiego na badanym obszarze zapanowały (aż do chwili obecnej) już wyłącznie warunki lądowe. W oligocenie środkowym i późnym, a także w neogenie, zachodziły intensywne procesy denudacyjne. Na przełomie oligocenu i miocenu zaznaczyły się bardzo silne ruchy tektoniczne związane z wypiętrzaniem się Karpat. Można przypuszczać, że nastąpiło w tym czasie rozluźnienie skał w strefach uskoku waryscyjskich.

W pliocenie klimat się zasadniczo ochłodził i w korytach rzek akumulowane były żwiry i piaski. Takie osady udokumentowano w Tyśmienicy. Nie można wykluczyć wieku preglacjalnego tych osadów (plejstocen dolny).

Plejstocen dolny to okres około 2,6–1,2 Ma BP. Na badanym terenie nie zostały stwierdzone osady tego wieku. Na obszarach sąsiednich z tego okresu opisano głównie osady rzeczne.

Plejstocen charakteryzował się cyklami klimatycznymi: chłodnymi, w których rozwijały się zlodowacenia i ciepłymi, interglacjalnymi, kilkakrotnie krótszymi od zlodowaceń.

Znaczne ochłodzenie klimatu spowodowało nasunięcie na teren Polski wschodniej lądolodu zlodowacenia Narwi. Są też koncepcje, że pierwszy lądolód, który pokrył powierzchnię Polski, związany był ze zlodowaceniem Nidy (Marks i in., 2016). Śladem pobytu lądolodu tego zlodowacenia mogą być żwiry i piaski, będące pozostałością po glinach zwałowych, udokumentowane w otworze 120 (Rudka P16). W czasie topnienia lądolodu akumulowane były piaski i żwiry wodnolodowcowe, które rozpoznano w otworze 35 w Parczewie.

Ocieplenie klimatu związane z interglacjałem augustowskim (podlaskim) spowodowało całkowity zanik lądolodu. Rzeki płynące z południa kształtowały wówczas dość szerokie doliny, w których akumulowane były utwory korytowe – piaski i pozakorytowe – iły. Utwory te stwierdzono we wschodniej części badanego terenu, a zostały udokumentowane w otworze 120 (Rudka P16) i 96 (Makoszka P8). Interglacjał augustowski był na terenie Polski na tyle ciepły, że rozwijały się tu lasy liściaste (Winter, 2008; Winter i in., 2008).

Kolejne znaczne ochłodzenie klimatu spowodowało rozwinięcie lądolodu zlodowacenia Nidy. Ówczesny lądolód objął swym zasięgiem cały obszar arkusza. Przed czołem nasuwającego się lądolodu, głównie w okresach letnich, akumulowane były piaski i żwiry wodnolodowcowe, które wypełniły najgłębsze partie struktury erozyjnej Parczew–Jedlanka. W zbiornikach wodnych przed czołem lądolodu akumulowane były mułki i piaski zastoiskowe. Pod stopą nasuwający się lądolód odkładał gliny zwałowe. Osady glacialne w wyniku późniejszych procesów erozyjnych zostały prawie całkowicie zniszczone. Zostały rozpoznane jedynie w pojedynczych profilach otworów. Pod lądolodem,

we wschodniej części obszaru arkusza Parczew, powstała dość szeroka rynna polodowcowa, która wypełniona została piaskami i żwirami wodnolodowcowymi.

W interglacjale małopolskim płynąca w obniżeniu rynny Parczew–Jedlanka rzeka akumulowała piaski, a w odciętych starorzeczach – piaski, mułki i torfy jeziorne.

Jedno z największych ochłodzeń klimatu w plejstocenie w Polsce spowodowało transgresję lądolodu zlodowacenia Sanu 1, który objął swym zasięgiem niemal cały obszar Polski (Marks i in., 2016). Lądolód ten wywarł bardzo duży wpływ na ukształtowanie powierzchni terenu. Przed czołem nasuwającego się lądolodu tworzyły się zastoiska, w których akumulowane były mułki, ły i piaski o miąższościach sięgających nawet kilkunastu metrów. Utwory zastoiskowe zachowały się fragmentarycznie głównie w północnej, wysoczyznowej części obszaru arkusza Parczew – w okolicach Parczewa, Koczerg, Miłkowa, ale i też w okolicach Przewłoki. Wody z topniejącego lądolodu w okresie jego nasuwania się na badany obszar akumulowały piaski i żwiry wodnolodowcowe. Pod stopą lądolodu odkładały się gliny zwałowe, które po zaniku lądolodu były niszczone procesami erozyjnymi. Zachowały się jedynie fragmentarycznie głównie na obszarze miasta Parczew i w jego okolicach, a także w Przewłocze. Rynna pod lądolodem zlodowacenia Sanu 1 powstała na linii rynny ze zlodowacenia Nidy. Następnie była to droga odpływu wód z topniejącego lądolodu. Prawdopodobnie jest to strefa rozluźnień w skałach podłoża czwartorzędu, a także w skałach paleozoicznych. Procesy erozyjne przyczyniły się do zniszczenia całego kompleksu utworów tego zlodowacenia. Tworzą one zasadniczą część struktury rynnowo-dolinnej Parczew–Jedlanka.

Ocieplenie klimatu w interglacjale ferdynandowskim spowodowało całkowity zanik lądolodu zlodowacenia Sanu 1. Cechą charakterystyczną tego interglacjału jest występowanie dwóch okresów optymalnych (ciepłych) rozdzielonych okresem zimnym. Na badanym terenie nie rozpoznano osadów interglacjału ferdynandowskiego, co nie oznacza, że utwory te nie występują na badanym terenie. Na obszarze arkusza Sosnowica (Pochocka-Szwarc, 2023b, d) w Sosnowicy badaniami palinologicznymi udokumentowano utwory jeziorne tego interglacjału (Dolecki i in., 1990; Pidek, 2003; Pochocka-Szwarc, 2023a, c).

Kolejne ochłodzenie spowodowało rozwój lądolodu zlodowacenia Sanu 2, które objęło większość obszaru Polski, w tym teren objęty niniejszym opracowaniem. Było to ostatnie zlodowacenie, kiedy lądolód pokrył badany obszar. Wywarło ono bardzo duży wpływ na ukształtowanie powierzchni terenu i budowę geologiczną w strefie przypowierzchniowej. Przed czołem nasuwającego się lądolodu, powstało bardzo rozległe zastoisko, którego osady sięgają maksymalnie 23 m miąższości, m.in. na obszarze miasta Parczew. Osady tego zastoiska tworzą charakterystyczny, prawie ciągły poziom. Zastoisko to rozwinęło się zarówno na obszarze wysoczyznowym, jak i we wschodniej części

obszaru arkusza. Wody wypływające od czoła lądolodu akumulowały pokrywy piasków i żwirów wodnolodowcowych, które tylko miejscami przykryły utwory zastoiskowe. Transgredujący lądolód odkładał gliny zwałowe oraz piaski i żwiry lodowcowe, które po jego zaniku odsłoniły się na powierzchni terenu. Utwory lodowcowe najlepiej zachowały się na obszarach wysoczyznowych w okolicach Parczewa, Żminnego i w południowo-zachodniej części badanego terenu. W okolicy Brzeźnicy Książęcej, a także Żminnego miał miejsce postój lądolodu fazy kataglacjalnej, którego efektem była akumulacja osadów moren czołowych. Wzgórza te obecnie są silnie zdenudowane. Miejscami przed czołem zanikającego lądolodu powstały nieduże zastoiska, w których akumulowane były mułki i piaski. Bardzo dużą rolę morfotwórczą na badanym terenie, a także na obszarach Zakłęsłości Sosnowickiej i Pojezierza Włodawsko-Łęczyńskiego odegrały wody topniejącego lądolodu, które erodowały pod lodem głębokie rynny. Rynny takie obserwuje się w rejonie Ostrowa Lubelskiego. Wody wypływające z topniejącego lądolodu niszczyły starsze osady, m.in. gliny zwałowe i utwory zastoiskowe na całym obszarze Zakłęsłości Sosnowickiej. Po etapie erozji nastąpiła akumulacja piasków i żwirów. Nie można wykluczyć rzecznej genezy tych osadów. Po obniżeniu bazy erozyjnej wody rzeczne kierowały się na północ i na wschód. Zachodziła wówczas erozja wgłębna, a następnie akumulacja osadów rzecznych. W ujęciu paleogeograficznym Stochlaka były to rzeki z interglacjału mazowieckiego.

W interglacjale mazowieckim, kolejnym ciepłym okresie, w niedużych zagłębieniach terenowych położonych głównie w obrębie piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 2 powstały jeziora, w których akumulowane były utwory biogeniczne. Utwory te zostały udokumentowane palinologicznie na obszarze sąsiedniego arkusza Sosnowica (stanowiska Wygnanka, Sytyta i Kodeniec; Pochocka-Szwarc, 2023b), a także arkusza Kaplonosy (Żarski, 2018, 2019). Na badanym terenie nie rozpoznano rzecznych osadów interglacjału mazowieckiego, które zostały przedstawione na obszarze arkusza Ostrów Lubelski (Liszkowski, 1979a, b; Krawczyk, 2023a, b). Wydaje się, że w świetle przedstawionych faktów są to osady starsze od interglacjału mazowieckiego.

Kolejne ochłodzenie klimatu spowodowało transgresję na teren Polski lądolodu zlodowacenia Odry. Lądolód ten nie objął swym zasięgiem badanego terenu. Maksymalnie dotarł on w okolice Siedlec, Łosic i Sarnak. Dolina Tyśmienicy zaczęła się formować od okresu postoju lądolodu zlodowacenia Odry po jego zanik. W tym okresie powstał tzw. taras erozyjno-akumulacyjny dobrze widoczny na obszarze arkusza Leszkowice (Żarski, 2023a, b). Osady tego tarasu – piaski rzeczno-peryglacjalne – rozpoznano koło Siemienia, a także po obu stronach doliny Piskornicy. Wody Tyśmienicy na linii Wieprza zmieniły swój kierunek przepływu z południkowego na równoleżnikowy.

Osadów kolejnego ciepłego okresu – interglacjału eemskiego – na badanym terenie nie rozpoznano. Jednak zapewne w dolinie Tyśmienicy zachodziły procesy erozyjne i akumulacyjne. Nie można wykluczyć, że dolne partie osadów piaszczystych w dolinie Tyśmienicy były akumulowane w interglacjale eemskim. Prawdopodobnie w strefach wychodni osadów wapiennych w rejonie doliny Tyśmienicy zachodziły procesy krasowe, a w zagłębieniach terenu istniały jeziora, w których akumulowane były osady biogeniczne, takie jak w Karczunku na obszarze arkusza Leszkowice (Łozińska i in., 1986; Żarski, 2023a, b). W interglacjale eemskim na badanym obszarze panował ciepły klimat, a w optimum klimatycznym teren pokryty był lasami liściastymi. Przyjmuje się, że interglacjał eemski to 132–115 ka BP.

Kolejne ochłodzenie klimatu nastąpiło 115–11,7 ka BP. Łądolód zlodowacenia Wisły pokrył jedynie północną część Polski (około 24–16 ka BP; Marks i in., 2016). Czas ten charakteryzował się cyklicznymi zmianami klimatycznymi – okresami ochłodzenia (stadiały) i ocieplenia (interstadiały). W większości badany teren znajdował się w strefie peryglacjalnej, a teren porastała roślinność trawiasta. Na przełomie wczesnego zlodowacenia Wisły i „pleniglacjału dolnego” (stadiału środkowego) w warunkach peryglacjalnych na badanym terenie rzeki akumulowały piaski i żwiry. Osady tego wieku udokumentowano metodą OSL w Ostrowie Lubelskim (72 ka). Prawdopodobnie drugi etap akumulacji osadów rzecznych związany był z interplenivistulianem – plenivistulianem środkowym (interstadiąłem Grudziądza). Wiek piasków oznaczony metodą OSL w Lasach Parczewskich wynosi 52 ka. Rzeki te nie tworzyły skoncentrowanych koryt. Były to zalewy rzeczne o niskiej sile energetycznej wód, które akumulowały głównie materiał piaszczysty, a w zagłębieniach osady mułkowe. Te ostatnie zaliczone są do utworów jeziornych. Miąższość opisywanych osadów jest niewielka, nieco ponad 2 m, a w wielu miejscach nie osiągają 2 m. Podobne warunki panowały prawdopodobnie przez cały interplenivistulian. U jego schyłku rzeka Tyśmienica akumulowała aluwia, które obecnie tworzą tarasy nadzalewowe. Wiek piasków tych tarasów, datowany metodą OSL, wynosi 30,5 i 36,6 ka. Wzmoczona erozja rzeki pod koniec zlodowacenia Wisły spowodowała wcięcie się jej we wcześniej akumulowane osady. W czasie późnego plenivistulianu (stadiału górnego) w warunkach peryglacjalnych miejscami także zachodziła akumulacja rzeczna. Potwierdzeniem tego jest wiek piasków w wykopie w Ostrowie Lubelskim – 17 ka. W ciepłych okresach zlodowacenia Wisły, a być może w interglacjale eemskim lub holocenie dochodziło do zmywania osadów ze stoków i tworzenia pokryw deluwialnych.

W zlodowaceniu Wisły, a prawdopodobnie i w zlodowaceniu Odry, intensywne procesy denudacyjne przyczyniły się do niszczenia glin zwałowych, czego rezultatem jest powstanie osadów rezydualnych (głazów, żwirów i piasków). Nie wszystkie pokrywy glin zwałowych zostały całkowicie

zniszczone. Większość z nich pokryta jest utworami pyłowymi, miejscami ze żwirami, które określa się jako osady zwietrzelinowe. Procesy te zachodziły głównie w zlodowaceniu Wisły. W warunkach peryglacjalnych w starszym i młodszym dryasie, a także w stadiale górnym zlodowacenia Wisły zachodziły intensywne procesy eoliczne. Powstały wówczas pola piasków przewianych i wydmy. Potwierdzeniem są wyniki datowań osadów eolicznych m.in. na obszarze arkusza Kaplonosy: 14,6 ka (Żarski, 2018, 2019). W stadiale górnym, a być może najstarszym dryasie, przewiewane były mułki, pyły jeziorne, osady zwietrzelinowe, a także piaski, które pokryły badany teren pyłami lessopodobnymi. Wiek tych osadów z Jasionki oznaczony metodą OSL to 16 ka.

Według Dobrowolskiego (2006) podczas zlodowacenia Wisły obszar arkusza Parczew objęty był „zlodowaceniem podziemnym”. Procesy związane z degradacją wieloletniej zmarzliny rozpoczęły się w bøllingu i zachodziły w allerødzie aż do przełomu późnego glaciału i holocenu (Dobrowolski, 2006; Pietruczuk, 2016; Żarski, Morawski, 2019). Degradacja wieloletniej zmarzliny powodowała wzmożenie krążenia wód, a w konsekwencji rozpuszczanie węgla wapnia i powstawanie lejów krasowych i obniżen krasowych. Taką genezę mają wszystkie jeziora na badanym terenie. Jeżeli procesy te zachodziły pod przykryciem mineralnym, to określa się je krasem zakrytym. Opisywane formy powstały w strefach rozluźnień skał (Dobrowolski, 2006). W starszym dryasie w formujących się zbiornikach jeziornych akumulowane były ropy, mułki i piaski, w allerødzie torfy i gytie, w okresie preborealnym i borealnym aż do chwili obecnej gytie. W lejach krasowych, w których jeziora zarosły, akumulowane były torfy. Torfy, w holocenie głównie niskie, akumulowane były w dolinie Tyśmienicy i jej dopływach. Miejscami powstawały torfy przejściowe, m.in. wokół Jeziora Obradowskiego i w jego okolicach. W holocenie, a także okresach interstadialnych zlodowacenia Wisły u podnóży stoków akumulowane były piaski i mułki deluwialne. W holocenie w lejach krasowych, zagłębieniach deflacyjnych, a także w zagłębieniach bezodpływowych o różnej genezie, akumulowane były piaski, mułki i torfy jeziorne. W dolinach rzek, w niektórych dopływach Tyśmienicy akumulowane były i są do dziś piaski i żwiry rzeczne z decydującą przewagą piasków. Duże zatorfienie dolin rzecznych, a szczególnie Tyśmienicy, świadczy o stosunkowo małej sile erozji wgłębnej rzeki. Tyśmienica obecnie jest skanalizowana. Przed pracami melioracyjnymi, które przeprowadzono głównie w XX w., Tyśmienica była rzeką meandrującą. Cechą charakterystyczną tej doliny jest jej przekształcenie antropogeniczne. Występują tu liczne stawy rybne z największymi w okolicy Siemienia, które obejmują całą szerokość doliny.

IV. PODSUMOWANIE

W ramach prac przeprowadzonych na potrzeby aktualizacji arkusza Parczew zebrano nowe dane geologiczne w postaci profili otworów hydrogeologicznych, surowcowych, badawczych, a także arkuszy SMGP z obszarów sąsiednich oraz licznych publikacji. W czasie realizacji aktualizacji arkusza dysponowano nowymi danymi geologicznymi z obszaru Podlasia i Polesia. Materiały te pozwoliły głównie na reinterpretację stratygrafii osadów plejstocenijskich, a także weryfikację stratygrafii utworów paleozoicznych i mezozoicznych. Najistotniejszą zmianą w stosunku do pierwszej wersji mapy Stochlaka (1979b) jest wyróżnienie w strefie przypowierzchniowej osadów glacialnych i wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 2, a nie zlodowacenia Odry. Według najnowszych poglądów popartych dowodami geologicznymi maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Odry znajdował się kilkadziesiąt kilometrów na północ od badanego terenu. Zmieniono klasyfikację genetyczną form geomorfologicznych, osadów oraz ich przynależność stratygraficzną.

Poniżej wymieniono najważniejsze różnice interpretacji pomiędzy niniejszą aktualizacją a pierwszą wersją arkusza, dotyczące form i osadów występujących na powierzchni terenu.

1. Dolina Tyśmienicy ma genezę rzeczną, a nie glacialną, jak uważał Stochlak. W dnie doliny Tyśmienicy występują rzeczne osady zlodowacenia Wisły. Nie stwierdzono tam pogrzebanych kemów i tarasów kemowych, tak jak to przedstawiono na przekroju geologicznym (Stochlak, 1979a, b).

2. Tarasy wzdłuż doliny Tyśmienicy są tarasami rzecznyymi zlodowacenia Wisły, a nie tarasami kemowymi. Tarasy kemowe przedstawione przez Stochlaka w wielu miejscach są jedynie zboczami doliny pokrytymi głównie osadami wodnolodowcowymi.

3. Jeziora Miejskie, Kleszczów oraz pozostałe na obszarze arkusza Parczew mają genezę krasową, a nie glacialną. Wokół jezior Miejskiego i Kleszczów występują osady rzeczno-peryglacialne, a nie osady tarasów kemowych.

4. Trzy formy zdenudowanych wzgórz koło Brzeźnicy Książęcej zakwalifikowano do moren czołowych, a nie do kemów. Kemów w okolicy Tyśmienicy nie stwierdzono. Są to głównie osady wodnolodowcowe.

5. W okolicy Siemienia, Tulnik, Nadziei i Tyśmienicy występują głównie utwory wodnolodowcowe, a nie rozległe i płaskie moreny martwego lodu. Istniejące na tych terenach liczne zagłębienia bezodpływowe są lejami krasowymi, uwałami, a nie zagłębieniami po martwym lodzie.

6. W kształtowaniu powierzchni terenu w strefie doliny Tyśmienicy bardzo dużą rolę odgrywały procesy krasowe, a nie glacialne.

Ponadto w ramach opracowania dokonano rozpozniomowania osadów plejstocenijskich zgodnie z obowiązującą Instrukcją opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000

z 2004 r. Wyróżniono osady zlodowacenia Narwi, zlodowaceń południowopolskich – Nidy, Sanu 1 i Sanu 2 oraz dzielących je interglacjałów: augustowskiego i małopolskiego. Częściowo udało się wyjaśnić genezę i stratygrafię miąższych serii piaszczystych wypełniających głęboką strukturę erozyjną we wschodniej części badanego terenu. Jest to poligenetyczna forma wypełniona głównie osadami wodnolodowcowymi ze zlodowacenia Sanu 1 i zlodowacenia Sanu 2, a nie, jak przyjął Stochlak, utworami rzecznyymi interglacjału mazowieckiego i wodnolodowcowych zlodowacenia Odry. Ponadto uściślono z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu granice wszystkich form występujących na powierzchni terenu. Określono wiek bezwzględny metodą OSL osadów występujących na powierzchni terenu we wschodniej części badanego obszaru jako zlodowacenie Wisły. Granice geologiczne w skrajnych pasach obszaru arkusza wyznaczono z uwzględnieniem przebiegu granic na arkuszach sąsiednich. Opisano skały er paleozoicznej i mezozoicznej (przekrój geologiczny C–D o odmiennym przebiegu, niż w pierwszej wersji arkusza), a także zreinterpretowano strefy uskokowe. Ponadto w wyniku weryfikacji stratygraficznej profili głębokich otworów częściowo dokonano zmian granic utworów pięter paleozoiku i mezozoiku.

Rozwiązania w dalszym ciągu wymagają:

- przynależność stratygraficzna osadów mastrychtu górnego i nierozdzielonego w północno-wschodniej części badanego terenu;
- wiek serii piaszczystych wypełniających dolne partie struktury erozyjnej we wschodniej części badanego terenu;
- podział genetyczny licznych pokryw pyłowych znajdujących się na powierzchni terenu;
- odtworzenie sytuacji paleogeograficznej ze zlodowacenia Wisły, głównie we wschodniej części badanego terenu;
- odtworzenie procesów kształtujących dolinę Tyśmienicy w plejstocenie.

Warszawa, 2021 r.

LITERATURA

- Adamiec G., 2013 — Wyniki datowań OSL próbek osadów czwartorzędowych z ark. Kaplonosy (716) SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bałaban A., Chojnacki Z., 1976 — Dokumentacja z badań geologicznych przeprowadzonych w dolinie Górnej Tyśmienicy na odcinku Gródek–Dratów województwa Biała Podlaska i Lublin. Arch. Bipromelu Centr. Biura Stud. i Proj. Wodno-Melior. i Zaopatr. Rol. w Wodę, Warszawa.
- Bałaga K., 2007 — Transformation of lake ecosystem into peat bog and vegetation history based on Durne Bagno mire (Lublin Polesie E Poland). *Geochron.*, 39: 23–43.

- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1995 — Paleogeograficzne warunki rozwoju jezior i torfowisk Poleskiego Parku Narodowego i jego strefy ochronnej. *Ann. UMCS, Sect. B*, 48:1–18.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1996 — Problemy genezy i ewolucji zbiorników jeziorno-torfowiskowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego a warunki funkcjonowania. W: mat. konf.: Funkcjonowanie ekosystemów wodno-błotnych w obszarach chronionych. UMCS, Lublin: 9–15.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2002 — Lithostratigraphic record of the development of Lake Karaśne (Lublin Polesie, E Poland) in Late Glacial and holocene. *Limnol. Rev.*, 2: 5–14. 70.
- Baraniecka M.D., 1975 — Znaczenie profilu z Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. *Kwart. Geol.*, **19**, 3.
- Bojkowski K., 1966 — Charakterystyka faunistyczna osadów karbonu lubelskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **44**.
- Bujak Ł., Woronko B., Winter, H., Marcinkowski B., Werner T., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., Woźniak P.P., Rosowiecka O., 2016 — A new stratigraphic position of some early Pleistocene deposits in central Poland. *Geol. Quart.*, **60**, 1.
- Buła S., Małek M., 2001a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Radzyń Podlaski (640). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Buła S., Małek M., 2001b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Radzyń Podlaski (640) Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Buraczyński J., 1984 — Rzeźba powierzchni podzwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS Sect. B*, 39: 39–49.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1982 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kołacze (716). Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1983 — Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS Sect. B.*, 35/36: 63–79.
- Buraczyński J., Harasimiuk M., Henkiel A., Wojtanowicz J., 1980 — Stratygrafia osadów zlodowacenia środkowopolskiego na przedpolu Wyżyny Lubelskiej między Wieprzem i Bugiem. W: Przew. sem. ter. pn.: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. UMCS, Lublin.
- Cebulak S., 1974 — Karbon. W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**.
- Cebulak S., Laskowski M., Porzycki J., 1978 — Dokumentacja końcowa badań penetracyjnych karbońskich boksytów w obszarze między Włodawą a Łukowem. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Czepulis K., Kurcz A., Laskowski K., Marciniak B., Stein J., 1975 — Sprawozdanie z badań geoelektrycznych, arkusze Parczew i Ostrów Lubelski. Arch. Zakł. Pr. Geol. UW, Warszawa
- Czubla P., Godlewska A., Terpiłowski S., Zieliński P., Zieliński T., Pidek I.A., Małek M., 2013 — Glacial till petrography of the South Podlasie Lowland (E Poland) and stratigraphy of the Middle Pleistocene Complex (MIS 11–6). W: Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania (red.: A. Damusyte, A. Grigienne). Abstracts of Internat. Field Symp., June 25–30.2013. Vilnius–Trakai, Lithuania: 27–29.

- Czubla P., Terpiłowski S., Orłowska A., Zieliński P., Zieliński T., Pidek I.A., 2019 — Petrographic features of tills as a tool in solving stratigraphical and petrographical problems. A case study from Central-Eastern Poland. *Quatern. Internat.*, 501: 45–58.
- Dembowski Z., Porzycki J., 1988 — Karbon Lubelskiego Zagłębienia Węglowego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**.
- Dobrowolski R., 2006 — Glacjalna i peryglacjalna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., Harasimiuk M., 2002 — Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Polesia. *Acta Agrophys.*, 66: 7–19.
- Dobrowolski R., Bałaga K., Rodzik J., Gazda L., 2009 — Bottom deposits of Lake Moszne in the Polesie National Park – lithostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. *Teka Komis. Ochr. i Kształt. Środ. Przynr.*, 6: 51–57.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1990 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak M., 1987/88 — Litologia i stratygrafia osadów eo- i mezoplejstocenijskich środkowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS Sect. B.*, 42/43.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak M., 1991 — Nowe stanowisko interglacjału ferdynandowskiego w Sosnowicy (Polesie Lubelskie) W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Zesz. Nauk. UAM Geogr.*, 50.
- Dolecki L., Wojtanowicz J., 1992 — Litologia i stratygrafia osadów plejstocenijskich południowo-wschodniej części Garbu Włodawskiego (Polesie Lubelskie). *Ann. UMCS Sect. B.*, 47.
- Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J., 1994 — Stratygrafia utworów glacjalnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej. *Ann. UMCS Sect. B.*, 49.
- Dziak W., 1962 — Stratygrafia i jakość torfu złóż torfowych rejonu kanału Wieprz-Krzna, woj. Lublin. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Fijałkowski D., 1963 — Szata roślinna Polesia Lubelskiego. W: Polesie Lubelskie. Mat. z sesji nauk. Pol. Tow. Geogr. w Lublinie. Wyd. Lub., Lublin.
- Formowicz R., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Formowicz R., Grędyś A., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, ark. Parczew (678), plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Formowicz R., Kwecko P., Miecznik J., Maleszyk M., 2010 — Objasnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Freiwald P., Patorski R., Witek K., 2004a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Freiwald P., Patorski R., Witek K., Herbich P., 2004b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Folk R.L., Ward W.C., 1957 — Brazos River bar: a study in the significana of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, **27**, 1.
- Gałka M., Wilk S., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, ark. Parczew (678), plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Gastoł-Palechowska B., 2007 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gazda L. (red.), 2016 — Lubelski bursztyn: znaleziska, geologia, złoża, perspektywy. Państw. Wyższa Szk. Zawod. w Chełmie, Chełm.
- Gaździcka E., 1976 — Spis nanoplanktonu wapiennego i oznaczenie wieku osadów z wierceń na arkuszu Parczew Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Gaździcka E., 1994 — Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland) – their biostratigraphic and palaeogeographic significance. *Geol. Quart.*, **38**, 4; 727–738, Warszawa.
- Gaździcka E., 1997 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego w utworach eocenu Lubelszczyzny. W: Realizacja projektu prac geologicznych dla określenia perspektyw występowania złóż bursztynu w utworach eocenu Lubelszczyzny (red. J.R. Kasiński). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Godlewska A., 2014 — Dynamika lądolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej. Wyd. UMCS, Lublin.
- Guterch A., Grad M., Materzak R., Toporkiewicz S., 1983 — Struktura skorupy ziemskiej w basenie Polski. *Acta Geophys. Pol.*, **31**, 2.
- Guterch A., Grad M., Materzak R., Pajchel J., Perchuć E., Toporkiewicz S., 1984 — Deep structure of the Earth's crust in the contact zone at the Paleozoic and Precambrian and Variscian Europe from new seismic data along LT-7 – profile (NW Poland and E Germany). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**, ser. 2.
- Guterch A., Grad M., Materzak R., Perchuć E., 1986 — Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian Platforms in Poland. *Tectonophys.*, **128**.
- Guterch A., Grad M., 2006 — Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic Experiments. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 23–32.
- Harasimiuk M., 1984 — Osady najniższego trzeciorzędu Wyżyny Lubelskiej. *Ann. UMCS Sect. B.*, 39.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1981 — Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwart. Geol.*, **25**, 1.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1984 — Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 6–8.09.1984. Warszawa: 56–70.
- Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.), 2001 — Zlodowacenie Warty w Polsce. UMCS, Lublin.
- Henkiel M., 1984a — Regionalne zróżnicowanie pokrywy czwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS Sec. B.*, 39: 73–89.
- Henkiel M., 1984b — Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego. *Ann. UMCS Sec. B.*, 39: 13–36.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Winter H., 2014 — Vegetation and stratigraphy of the mazovian (holsteinian) interglacial sections from Dobropol and other new sites in western Polesie region (south-eastern Poland). *Stud. Quatern.*, **31**, 1: 17–30.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Drzewicki W., 2019 — The rank of climatic oscillations during MIS 11c (OHO and YHO) and post-interglacial cooling during MIS 11b and MIS 11a in eastern Poland. *Geol. Quater.*, **63**, 2: 375–394.
- Jahn A., 1947 — Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim. *Czas. Geogr.*, **17**, 3–4: 226–230.
- Jahn A., 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i Czwartorzęd. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7.
- Jahn A., Turnau-Morawska M., 1952 — Preglacjał i najstarsze utwory plejstocenijskie Wyżyny Lubelskiej. W: *Z bad. czwartorz. w Polsce*. 1. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.

- Karaszewski W., 1954 — O obecności dwóch starszych interglacjałów w profilu Syrniki nad Wieprzem. *Biul. Inst. Geol.*, 69.
- Karnkowski P.H., Kasiński J.R., 2014 — Paleogeografia i architektura utworów paleogenu Lubelszczyzny (Południowo-wschodnia Polska). W: mat. konf. Wyzwania geologii regionu lubelskiego w XXI wieku (red. W. Miżerski). 83. Zjazd Pol. Tow. Geol., 22. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Kasiński J.R., 2016 — Złoże bursztynu Północnej Lubelszczyzny – historia poznania, budowa geologiczna, perspektywy. W: Lubelski bursztyn: znaleziska, geologia, złoże, perspektywy (red. L. Gazda). Państw. Wyż. Szkoła Zawod. w Chełmie, Chełm: 71–92.
- Kasiński J., 2019 — Paleogen północnej Lubelszczyzny (rękopis).
- Kasiński J., Piwocki M., Saternus A., Tołkanowicz E., Wojciechowski A., 1997 — Realizacja projektu prac geologicznych dla określenia perspektyw występowania złóż bursztynu w utworach eocenu Lubelszczyzny. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kasiński J.R., Tołkanowicz E., 1999 — Amber in the northern Lublin Region – origin and occurrence. W: Investigations into amber (red.: B. Kosmowska-Ceranowicz, H. Paner). Muz. Archeol. w Gdańsku, Gdańsk: 41–51.
- Kondracki J., 2023 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Korejwo K., 1969 — Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowland. *Acta Geol. Pol.*, 19, 4.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1966 — Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły. *Pr. Muz. Ziemi*, 9.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Kociszewska-Musiał G., Musiał T., Müller C., 1990 — Bursztynonośne osady trzeciorzędowe okolic Parczewa. *Pr. Muz. Ziemi*, 41: 21–35.
- Kowalewski K., 1924 — O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 8.
- Krygowski B., 1947 — Zarys geologiczno-geomorfologiczny południowego Polesia. *Pr. Komis. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Ser. A*, 5, 1.
- Krassowska A., 1990 — Utwory młodszej kredy górnej i paleocenu dolnego w głębokich otworach wiertniczych w rejonie Puław, Lublina i Lubartowa. *Prz. Geol.*, 38, 2: 168–173.
- Krawczyk M., 2023a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krawczyk M., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krupiński M., 2000 — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 159.
- Krupiński M., Nitychoruk J., 1991 — Geologic setting and pollen analysis of interglacial organic sediments at Mokraný Nowe in Podlasie. Eastern Poland. *Acta Palaeobot.*, 31, 1–2: 277–234.
- Krzywiec P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę Regionu Lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422: 1–18.
- Krzywiec P., 2009 — Devonian–Cretaceous subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – insight from seismic data interpretation. *Tectonophys.*, 475: 142–159.
- Krzywiec P., 2011 — Interpretacja tektoniczna profilu sejsmicznego TO690481 w rejonie otworu wiertniczego Parczew IG 10. W: Parczew IG 10 (red. J. Paczeńska). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 130.

- Krzywiec P., Narkiewicz M., 2003 — O stylu strukturalnym kompleksu dewońsko-karbońskiego Lubelszczyzny w oparciu o wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Prz. Geol.*, **51**, 9: 795–797.
- Kucharska M., 2023a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kucharska M., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kucharska M., Źarski M., Przasnyska J., Tekielska A., 2020a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Siedlce, wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Kucharska M., Źarski M., Przasnyska J., Tekielska A., 2020b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Siedlce, wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Langier-Kuźniarowa A., 2011 — Petrografia utworów ordowiku. W: Parczew IG 10 (red. J. Paczeńska). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 130.
- Leszczyński K., 2011 — Kreda. W: Parczew IG 10 (red. J. Paczeńska). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 130.
- Lewiński J., Samsonowicz J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, 31.
- Lindner L., 2005 — Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowo-wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, **53**, 2.
- Lindner L., Krupiński K., Marciniak B., 1990 — Sytuacja geologiczna i florystyczna plejstocenijskich osadów organogenicznych w rejonie Ossówki (południowe Podlasie). *Prz. Geol.*, **38**, 11.
- Lindner L., Marks L., 2012 — O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, **60**, 1: 36–45.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985 — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (saalian) między górną Wartą i Bugiem. *Prz. Geol.*, **33**, 2.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**: 1–105.
- Liszkowski J., 1979a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Inst. Geol., Warszawa.
- Liszkowski J., 1979b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Inst. Geol., Warszawa.
- Łozińska-Stępień H., 1975 — Zmienność własności fizyczno-mechanicznych kredy piszącej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 18.
- Łozińska-Stępień H., 1977 — Inżyniersko-geologiczna charakterystyka lubelskiej kredy piszącej. *Prz. Geol.*, **25**, 3.
- Łozińska-Stępień H., Rytel A., Saliński P., 1985a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Inst. Geol., Warszawa.
- Łozińska-Stępień H., Rytel A., Saliński P., 1985b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubartów (713). Inst. Geol., Warszawa.
- Łozińska-Stępień H., Rytel A., Saliński P., 1985c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubartów (713). Inst. Geol., Warszawa.
- Łozińska-Stępień H., Rytel A., Saliński P., 1986 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Inst. Geol., Warszawa.

- Maleszyk M., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., Pidek I.A., 2007 — Palinostratygrafia osadów organogenicznych nowych stanowisk interglacialnych na Równinie Łukowskiej. *Ann. UMCS Sect. B*, 62.
- Małek M., 2012a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., 2012b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., 2012c — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łuków. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski J., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka M., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary and Palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, 66, 3: 403–427.
- Marks L., Gałazka D., Woronko B., 2015 — Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial. *Quatern. Inter.*, 420: 259–271.
- Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Krzywicki T., Majecka A., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Hradunova A., Hrychanik M., Mamchuk S., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2018 — Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quatern. Inter.*, 478: 59–74.
- Marszałek S., Drzymała J., Małek M., 2001a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wołyń (641). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Marszałek S., Drzymała J., Małek M., 2001b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wołyń (641). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Maruszczak H., 1966a — Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu. Typ krasu kredy piszącej. *Prz. Geogr.*, 38, 3.
- Maruszczak H., 1966b — Zagadnienia genezy i wieku jezior Łęczyńsko-Włodawskich. *Biul. Lub. Tow. Nauk. Sect. D. Geogr.*, 5–6.
- Maruszczak H., 1972 — Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. W: Geomorfologia Polski. 1. Polska południowa – góry i wyżyny (red. M. Klimaszewski). Państw. Wyd. Nauk., Warszawa.
- Maruszczak H., 1974 — Zagadnienia genezy i wieku przełomu Wieprza pod Łęczną. W: Przew. 12. Ogólnopol. Zjazdu Pol. Tow. Geogr., 2. Lublin.
- Mazur S., Mikołajczyk M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016 — Pomeranian Caledonides, NW Poland- a collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt. *Tectonophys.*, 692: 29–43.
- Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczyk M., 2017 — Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre’a-Tornquista w świetle nowych badań. *Prz. Geol.*, 65, 12: 1511–1520.
- Miłaczewski L., 1986 — Historia ruchów tektonicznych w dewonie na obszarze platformowym w Polsce i terytoriach przyległych. W: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-warwscyjski (mat. konf.). Wyd. Politech. Wroc., Wrocław: 50–55.
- Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1968 — Zagadnienia stratygrafii i tektoniki dewonu oraz karbonu na Lubelszczyźnie (streszcz. referatu). *Kwart. Geol.*, 12, 2.

- Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie. Wyd. Geol., Warszawa.
- Migier T., 1988 — Stratygrafia karbonu na podstawie makroflory. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**.
- Mojski E., 1964 — Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu. *Kwart. Geol.*, 8: 326–341.
- Mojski J.E., 1968 — Przekrój czwartorzędu w Luszawie i jego znaczenie dla poznania historii doliny Wieprza w plejstocenie. *Kwart. Geol.*, **12**, 4.
- Mojski J.E., 1969 — Stratygrafia mezoplejstocenijskich osadów lodowcowych. *Kwart. Geol.*, **13**, 2.
- Mojski J.E., 1971 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łuków. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1972a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1972b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1972c — Polesie Lubelskie. W: Geomorfologia Polski. 2. Niż Polski (red. M. Klimaszewski). Państw. Wyd. Nauk., Warszawa.
- Mojski J.E., Morawski J., 1956 — Profil geologiczny interglacjału w Rokitnie nad Wieprzem. *Ann. UMCS Sect. B*, 9.
- Mojski J.E., Rühle E., 1965 — Czwartorzęd. W: Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne 1:3 000 000 (red.: M. Pajchel, M. Tyska). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Rzechowski J., Woźny Ł., 1966 — Górny eocen w Luszawie nad Wieprzem koło Lubartowa. *Prz. Geol.*, **14**, 12.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1973a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Włodawa, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1973b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Włodawa, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1974 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Włodawa. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1975 — Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. 17. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 290.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1977 — Plejstocenijskie osady jeziorne na Polesiu Lubelskim. *Stud. Geol. Pol.*, 52.
- Narkiewicz M., 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Narkiewicz M., 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, 51: 231–256.
- Narkiewicz M., Dadlez R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, 56: 391–397.
- Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.L., 2007 — Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422: 19–33.
- Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2015 — Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflections seismic profile. *Internat. J. Earth Sci.*, **104**, 3: 775–796.
- Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998 — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 31–49.

- Niemczycka T., 1973 — Jura górna. Polska wschodnia. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 2. Mezozoik. Wyd. Geol., Warszawa.
- Niemczycka T., 1976 — Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Pr. Inst. Geol.*, **77**.
- Nitychoruk J., 1994 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocz. Międzyrzec.*, **26**: 23–107.
- Nitychoruk J., Gałązka D., 2006 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Biała Podlaska (568). Państw. Inst. Geol., Warszawa [dokument elektroniczny].
- Nitychoruk J., Gałązka D., 2008 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Biała Podlaska (568). Państw. Inst. Geol., Warszawa [dokument elektroniczny].
- Nowak J., 1972 — Czwartorzęd i jego podłoże w południowo-wschodniej części Niziny Podlaskiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- Osijuk D., Piwocki M., 1965 — Torf. W: Geologiczna ocena perspektyw surowcowych województw lubelskiego. Woj. Arch. Geol., Lublin.
- Paczeńska J. (red.), 2011 — Parczew IG 10. *Profile Głęb. Otw. Wiert.*, 130.
- Paczyński B. (red.), 1995 — Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla arkusza Parczew SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pidek I.A., 2003 — Mesopleistocene Vegetation History in the Northern Foreland of the Lublin Upland Based on Palaeobotanical Studies of the Profiles from Zdany and Brus Sites. Wyd. UMCS, Lublin.
- Pidek I.A., 2015 — Palynostratigraphy and vegetation changes during the early Middle Pleistocene, based on new studies of deposits from Ferdynandów (central eastern Poland). *Acta Palaeobot.*, **55**, 1: 53–66.
- Pidek A., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., 2015 — Nowe dane paleobotaniczne z profilu Ferdynandów 2011 na stanowisku stratotypowym. *Ann. UMCS Sect. B*, **70**, 1.
- Pidek I.A., Terpiłowski S., Małek M., 2011 — Succession of the Mazovian interglacial near Łuków (E Poland): palynostratigraphic and palaeogeographic approach. 1. *Ann. UMCS Sec. B*, **58**: 107–120.
- Pietruczuk J., 2015 — Paleomorfologia i biogeniczna sukcesja osadowa alkalicznego kompleksu torfowiskowego Bagno Bubnów (Poleski Park Narodowy, Polesie Lubelskie) w świetle analiz przestrzennych. *Stud. Limnol. Telemat.*, **9**, 1: 15–23.
- Pietruczuk J., 2016 — Budowa geologiczna i ewolucja torfowiska węglanowego Bagno Staw w Poleskim Parku Narodowym. *Acta Geogr. Lodz.*, **105**: 39–53.
- Pietruczuk J., 2017 — Zapis późnoglacialnych i holocénskich zmian środowiskowych w osadach torfowisk alkalicznych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Poleski Park Narodowy) (praca doktorska). Zakład Geoekol. i Paleogeogr. UMCS. Wyd. UMCS, Lublin.
- Piwocki M., 2002 — Stratygrafia osadów bursztynonośnych północnej Lubelszczyzny. *Prz. Geol.*, **50**, 10/11: 871–874.
- Piwocki M., Kasiński J.R., 1995 — Outline of development of the Lower Oligocene transgression in northern Poland. W: *Proceed. Intern. Coll.: Neogeodynamica Baltica, Techn. Posz. Geol.*, **34**, 3 (red.: S. Ostaficzuk, I. Nowak, R. Chybiorz): 47–52.
- Pochocka-Szwarc K., 2023a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kołacze (716) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pochocka-Szwarc K., 2023b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Pochocka-Szwarc K., 2023c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kołacze (716) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pochocka-Szwarc K., 2023d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Podhalańska T., 2011 — Sylur. W: Parczew IG 10 (red. J. Paczeńska). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 130.
- Porzycki J., 1966 — Wyniki dotychczasowego rozpoznania geologicznego karbonu lubelskiego. *Kwart. Geol.*, **10**, 2.
- Porzycki J., 1970a — Korelacja litostratygraficzna profilów karbonu z poszczególnych rejonów Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Porzycki J., 1970b — Lubelskie Zagłębie Węglowe. W: Przew. 42 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie. Wyd. Geol., Warszawa.
- Porzycki J., 1976 — Budowa geologiczna Centralnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Geol.*, **24**, 7.
- Porzycki J., 1978 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego 1:200 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Porzycki J., 1979 — Litostratygrafia karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: mat. 2. symp. pn.: Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce (red. T. Migier). Sosnowiec: 19–27.
- Porzycki J., 1988 — Tektonika. W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego (red. Z. Dembowski, J. Porzycki). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**: 154–160.
- Porzycki J., Zdanowski A., 1995 — Southeastern Poland (Lublinian Carbiniferous Basin). W: Karbon w Polsce (red.: A. Zdanowski, H. Żakowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 102–109.
- Pożaryska K., 1976 — Spis mikrofauny i oznaczenie wieku osadów z wierceń na ark. Parczew SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pożaryska K., 1977 — Upper Eocene foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning. *Acta Palaeontol. Pol.*, **22**:1: 3–54.
- Pożaryska K., Locker S., 1971 — Les organismes planctoniques de l'Eocène supérieur de Siemień. Pologne orientale. *Revue de Micropaleontologie*, **14**, 5.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1977 — O górnym eocenie w Polsce. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.
- Pożaryski W., Rühle E., 1949 — Mapa geologiczna 1:100 000. W: Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Lublin, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Prószyński M., Karaszewski W., 1952 — Notatka o profilu interglacjalnym w Syrnikach nad Wieprzem w powiecie Lubartowskim (inf. tymczas.). W: Z badań czwartorzędu w Polsce. 2. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.
- Przasnyska W., 1976 — Wyniki oznaczeń popielności, pH i CaCO₃ w próbkach gleb z obiektu Tyśmienica. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ptak E., 1966 — Dokumentacja geologiczna w kategorii C2 złoża węgla kamiennego Kolechowice Nowe w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ptak E., Czempik H., 1977 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla kamiennego Lubelskiego Zagłębia Węglowego, obszar Kolechowice, kat. Cg Cz I (tekst). Arch. Zakł. Badań Geol. w Kielcach. Lublin.
- Ptak E., Czempik H., Sieroń G., 1977 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla kamiennego Lubelskiego Zagłębia Węglowego, obszar Kolechowice II kat. C2. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Roguski A., 2020 — Raport z badań PIG-PIB 1/2000. Badania składu granulometrycznego dla SMGP, ark. Parczew. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Różycki S.Z., 1946 — Mapa geologiczna 1:100 000. W: Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Lublin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski Środkowej. PWN, Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1976 — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza. *Stud. Geol. Pol.*, 50.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1978 — Serie glacialne i kopalne doliny rzeczne środkowego plejstocenu w rejonie Kocka. *Kwart. Geol.*, 22, 2.
- Rühle E., 1955 — Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Nizy Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 70.
- Rühle W. (red.), 1966 — Osady karbońskie w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Pr. Inst. Geol.*, 44.
- Rychłowski A., 1905 — Przyczynek do hydrologii Królestwa Polskiego. Łuków i okolice. *Prz. Techn.*, 43.
- Samsonowicz J., 1922 — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, 4/6.
- Sawicki L., 1922 — Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. *Rozpr. PAU A*, 61.
- Siemiradzki J., 1889 — Szkic mapy geologicznej Królestwa Polskiego i krajów przyległych. *Wszecławiat*, 8.
- Siemiradzki J., 1903 — Geologia Ziemi Polskich. 1. Formacje starsze do jurajskiej włącznie. Muz. im. Dzieduszyckich, Lwów.
- Siemiradzki J., 1909 — Geologia Ziemi Polskich. 2. Formacje młodsze (kreda–dyluwium). Muz. im. Dzieduszyckich, Lwów.
- Siemiradzki J., 1912 — Geologia ziem polskich. 2. Nizina polska. W: *Encyklopedia Polska*. 1. Kraków.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, 64, 1: 15–25.
- Sobolewska M., 1956 — Roślinność plejstocenska z Syrnika nad Wieprzem. W: *Z badań czwartorzędu w Polsce*. 7. *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kristowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziąja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spacial data. *Geogr. Pol.*, 91, 2: 143–170.
- Stochlak J., 1979a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Inst. Geol., Warszawa.
- Stochlak J., 1979b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Inst. Geol., Warszawa.
- Stuchlik L., 1975 — Charakterystyka palinologiczna osadów preglacialnych z Ponurzyca (rejon Otwocka). *Kwart. Geol.*, 19, 3.
- Stupnicka E., 1989 — Geologia regionalna Polski. Wyd. UW, Warszawa.
- Szadkowska M., Bęczkowska K., 2008 — Baza danych GIS Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Pierwszy poziom wodonośny – występowanie i hydrodynamika (mapa zbiorcza). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Terpiłowski S., 2001 — Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Wyd. UMCS, Lublin.

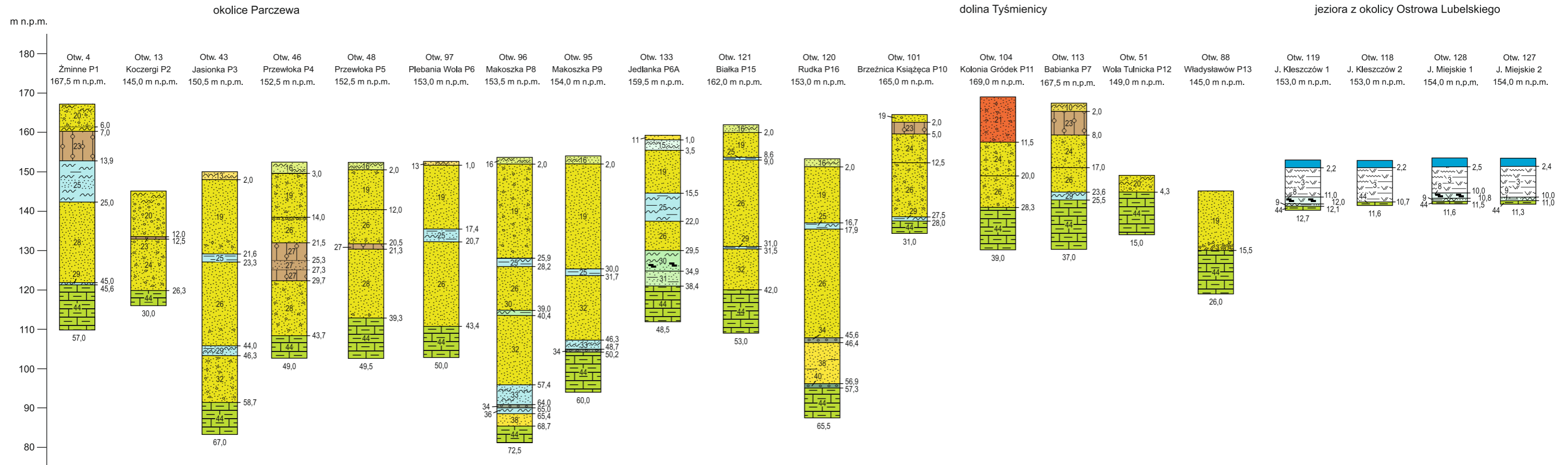
- Terpiłowski S., Chabudziński Ł., 2021 — Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska (845.12). W: Regionalna geografia fizyczna Polski (red.: A. Richling, J. Solon, A. Macias, J. Balon, J. Borzyszkowski, M. Kistowski). Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 580–581.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Czubla P., Pidek I.A., Kusiak J., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., Mroczek P., Hrynowiecka A., 2013 — Klimatyczne cykle kompleksu środkowopolskiego w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (wschodnia Polska). W: Plejstocen Sudetów Środkowych – mat. 20. konf. pn.: Stratygrafia plejstocenu Polski. Lasocin, 2–6 września 2013 r. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa: s. 85.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Kusiak J., Pidek I.A., Czubla P., Hrynowiecka A., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., 2014 — How to resolve Pleistocene stratigraphic problems by different methods? A case study from eastern Poland. *Geol. Quarter.*, **58**, 2: 235–250.
- Tomczyk H., 1964 — Stratygrafia syluru w północno-wschodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, **8**, 3.
- Tomczyk H., 1968 — Sylur. Polska północno-wschodnia. Obniżenie nadbużańskie. W: Budowa Geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 1. Prekambr i Paleozoik. Inst. Geol., Warszawa.
- Tomaszczyk M., 2016 — Strefa Kocka (praca doktorska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017 — The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). *Geol. Quarter.*, 51.
- Trejdosiewicz J., 1896 — Mapa geologiczna gubernii lubelskiej. *Pam. Fizjogr.*, **13**.
- Trembaczowski J., 1957 — Utwory czwartorzędowe okolic Włodawy. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 32.
- Trembaczowski J., 1963 — Stratygrafia utworów czwartorzędowych okolic Włodawy. W: Polesie Lubelskie – mat. z sesji nauk. Pol. Tow. Geogr., Lublin.
- Trembaczowski J., 1966 — Węgiel brunatny w Korolówce koło Włodawy. *Prz. Geol.*, **4**, 9.
- Uberna J., 1967 — Fosforyty okolic Siemienia w powiecie parczewskim. *Kwart. Geol.*, **11**, 4.
- Uberna J., 1969 — Wyjaśnienie geologicznych warunków występowania i wartości surowcowej poziomu fosforytów górnocześkich z rejonu Siemienia w powiecie parczewskim. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Uberna J., 1976 — Możliwości występowania fosforytów górnokredowych i paleogeńskich w rejonie lubelskim oraz dokumentacja geologiczna 11 otworów wiertniczych wraz z szacunkowym obliczeniem zasobów dla rejonu Łakoci i Glinnego Stoku. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Uberna J., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1977 — Nowe stanowiska osadów górnocześkich na obszarze północnej Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.
- Uberna J., Woźny Ł., 1970 — Profil górnego eocenu w Siemieniu. W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie. Wyd. Geol., Warszawa.
- Waksmundzka M., 2011 — Karbon. W: Parczew IG 10 (red. J. Paczeńska). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 130.
- Więckowski R., Rzechowski J., 1976 — Wyniki badań laboratoryjnych na potrzeby SMGP 1:50 000, ark. Parczew. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wilgat T., 1950 — Kras okolic Cycowa. *Ann. UMCS Sect. B*, 4.
- Wilgat T., 1954 — Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Ann. UMCS Sect. B*, 8.
- Wilgat T., 1957 — Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie kanału Wieprz-Krzna. *Prz. Geogr.*, **29**, 2.
- Wilgat T., 1963 — Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. W: Polesie Lubelskie – mat. z sesji nauk. Pol. Tow. Geogr. Wyd. Lub., Lublin.

- Witwicka E., 1974 — Stratygrafia kredy górnej w otworze Ostrów Lubelski IG 1 na podstawie mikrofauny. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Witwicka E., 1975a — Mikrofauna w osadach kredy górnej otwór Parczew IG 3. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Witwicka E., 1975b — Opracowanie mikropaleontologiczne 6 próbek z wiercenia Parczew IG 4. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Winter H., 2008 — Zapis palinologiczny zmian roślinności i klimatu interglacjału augustowskiego w profilu Żarnowo (Równina Augustowska, północno-wschodnia Polska). *Prz. Geol.*, **56**, 11: 1011–1018.
- Winter H., Khursevich G., Fedenya S., 2008 — Pollen and diatom stratigraphy of the lacustrine-fluvial-swamp deposits from the profile Domuraty. *Geol. Quart.*, **52**, 3: 269–280.
- Wojtanowicz J., 1984 — Klimatyczne cykle rozwoju Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola w dolnym i środkowym plejstocenie. Przew. Ogólnopol. Zjazdu Pol. Tow. Geogr. w Lublinie, Lublin.
- Wojtanowicz J., 1988 — Stratygrafia czwartorzędu na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS Sect. B*, 39.
- Wojtanowicz J., 1994a — Osady zlodowacenia Warty w strefie ekstraglacialnej na Polesiu Lubelskim. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Wojtanowicz J., 1994b — O termokrasowej genezie jezior Łęczyńsko-Włodawskich. *Ann. UMCS Sect. B*, 49.
- Wołosowicz S., 1922 — O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., 3. Warszawa.
- Wołosowicz S., 1924 — W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia. *Kosmos*, 49.
- Woronko B., Żarski M., Bujak Ł., 2007 — Pozycja stratygraficzna osadów dolnego plejstocenu w południowej części Niziny Południowopodlaskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425.
- Woźny E., 1966a — Eocen z Siemienia koło Parczewa. *Kwart. Geol.*, **10**, 3.
- Woźny E., 1966b — Fosforyty i bursztyny z Siemienia koło Parczewa. *Prz. Geol.*, **14**, 6.
- Woźny E., 1974 — Malakofauna górnoeocenińska z północnej Lubelszczyzny. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Woźny E., 1976 — Występowanie numulitów w bartonie z Siemienia koło Parczewa. *Prz. Geol.*, **15**, 9.
- Zaborski B., 1925 — O dyluwium zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Prz. Geogr.*, 16.
- Zaborski B., 1926 — O utworach ostatniego zlodowacenia między Wisłą i Bugiem. *Pr. Zakł. Geogr. UW*, 6.
- Zaborski B., 1927 — Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, 7.
- Zdanowski A., 1999 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Zdanowski A., 2007 — Rozpoznanie złóż węgla kamiennego i boksytów w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422: 35–50.
- Zdanowski A., Żakowa H. (red.), 1995 — Carboniferous system in Poland. *Pr. Inst. Geol.*, 148.
- Zierhoffer A., 1925 — Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich. W: Pokłosie geograficzne. Książnica – Atlas, Lwów–Warszawa.
- Znosko J., 1962 — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacciej Polski. *Kwart. Geol.*, **6**, 3.
- Znosko J., 1979 — Tesisyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 4: 365–382.
- Żarski M., 2004 — Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty na Wysoczyźnie Żelechowskiej. W: Zlodowacenie warty w Polsce (red.: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski). Wyd. UMCS, Lublin.

- Żarski M., 2006 — Problem zasięgu zlodowacenia Odry na Nizinie Południowopodlaskiej. W: Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża – mat. 13. konf. pn.: Stratygrafia plejstocenu Polski (red. W. Morawski). Maróz, 04–08. września 2006 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żarski M., 2008 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Adamów (639). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Adamów (639). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., 2023a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., Krupiński K., 2005 — Pojezierze plejstocenijskie południowo-wschodniej części Niziny Południowopodlaskiej – mat. 2. Pol. konf. paleobot. czwartorz. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 36–38.
- Żarski M., Kucharska M., 2020 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Siedlce. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., Małek M., Albrycht A., 2009 — Plejstocen południowego Podlasia. W: Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu – mat. 16. konf. pn.: Stratygrafia plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa, 31.08–4.09.2009. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Żarski M., Morawski M., 2018 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kaplonosy (680). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., Morawski M., 2019 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kaplonosy (680). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żelichowski A.M., 1970 — Stan rozpoznania wglębnej budowy geologicznej obszaru lubelskiego. *Prz. Geol.*, **18**, 8.
- Żelichowski A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. W: Z badań tektonicznych w Polsce. 3. *Biul. Inst. Geol.*, 263.
- Żelichowski A.M., 1974a — Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Obszar wyniesiony platformy wschodnio-europejskiej – część południowa. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1974b — Obszar radomsko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- Żurek S., Oświt J., 1976 — Badania torfowisk arkuszy Parczew i Ostrów Lubelski dla potrzeb SMGP. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Parczew (678)

ZESTAWIENIE OTWORÓW KARTOGRAFICZNYCH



OBJAŚNIENIA

- | | | | |
|--|---|---|---|
| 3 — gy ^Q _h | 15 — li ^B _{pm^Q_{p4}} | 24 — fg ^G _{pż^Q_{p2}} | 30 — li ^K _{mi^Q_{p2}} |
| 8 — t ^B _{qp4} | 16 — f-pg ^B _{pppy^Q_{p4}} | 25 — b ^G _{mi^Q_{p2}} | 31 — f ^K _{pi^Q_{p2}} |
| 9 — li ^B _{pi^Q_{p4}} | 19 — fg ^G _{pż^Q_{p2}} | 26 — fg ^S _{pż^Q_{p2}} | 32 — fg ^N _{pż^Q_{p2}} |
| 10 — z ^B _{mp^Q_{p4}} | 20 — fg ^G _{pm^Q_{p2}} | 27 — g ^S _{gzw^Q_{p2}} | 33 — b ^N _{ppy^Q_{p2}} |
| 11 — e ^{B(W)} _{p^Q_{p4}} | 21 — g ^G _{pż^Q_{p2}} | 28 — fg ^S _{pż^Q_{p2}} | 34 — r ^N _{żp^Q_{p2}} |
| 13 — ppy ^B _{qp4} | 23 — g ^G _{gzw^Q_{p2}} | 29 — b ^S _{mi^Q_{p2}} | 36 — b ^N _{mp^Q_{p2}} |

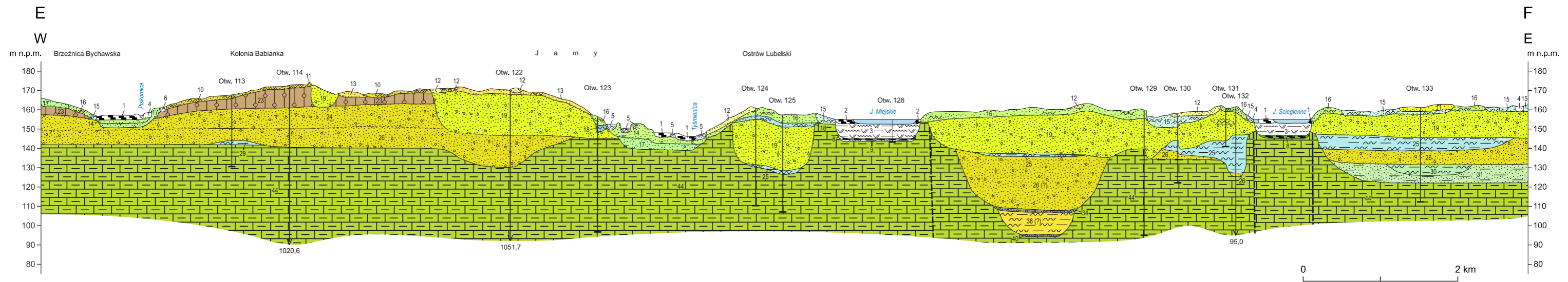
- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |

U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Parczew (678)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY E-F

Skala pionowa 1:2000



OBJAŚNIENIA

- | | | | | |
|---|--|---|---|--|
| 1 — t ^{Q_h} | 8 — t ^B _{p⁴} | 14 — f ^{B(t)} _{p⁴} | 23 — g ^G _{zw^{Q_{p2}}} | 31 — f ^K _{pi^{Q_{p2}}} |
| 2 — tpz ^{Q_h} | 9 — li ^B _{pi^{Q_{p4}}} | 15 — li ^B _{pm^{Q_{p4}}} | 24 — fg ^G _{pz^{Q_{p2}}} | 34 — r ^N _{zp^{Q_{p2}}} |
| 3 — gy ^{Q_h} | 10 — z ^B _{mp^{Q_{p4}}} | 16 — f-pg ^B _{pppy^{Q_{p4}}} | 25 — b ^G _{mi^{Q_{p2}}} | 38 — f ^{Q_{p1-2}} |
| 4 — f ^{Q_h} _{pz} | 11 — e ^{B(W)} _{p^{Q_{p4}}} | 17 — f-pg ^O _{pz^{Q_{p3}}} | 26 — fg ^S _{pz^{Q_{p2}}} | 40 — r ^A _{zp^{Q_{p1}}} |
| 5 — li ^{Q_h} _{pm} | 12 — e ^B _{p^{Q_{p4}}} | 18 — b ^G _{m^{Q_{p2}}} | 29 — b ^S _{mi^{Q_{p2}}} | 44 — kp ^{Cr_{m3}} |
| 6 — d ^{Q_h} _{pm} | 13 — ppy ^B _{p^{Q_{p4}}} | 19 — fg ^G _{pz^{Q_{p2}}} | 30 — li ^K _{mi^{Q_{p2}}} | |

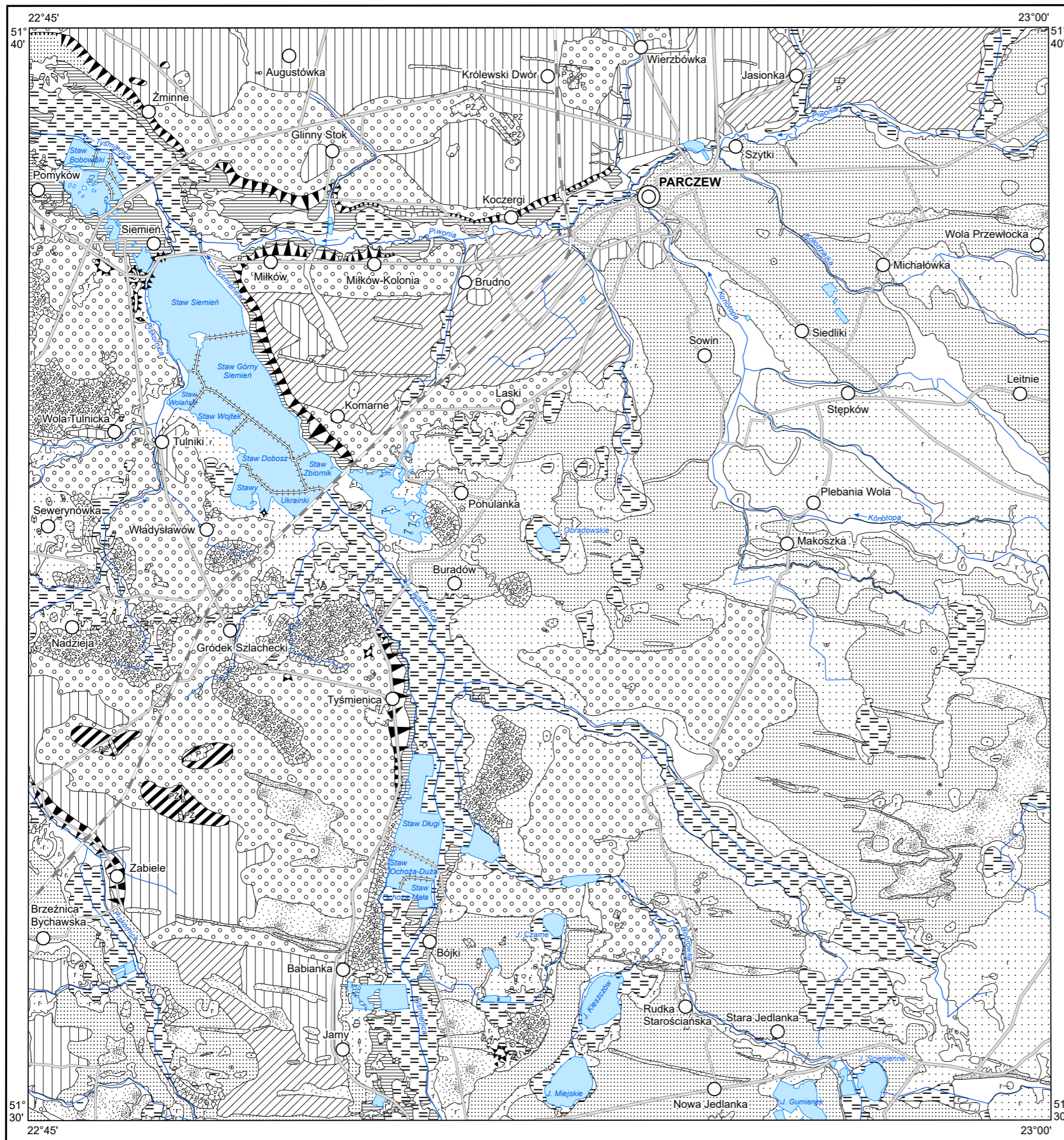
- | | | | | | |
|--|-------|--|-------------------------|--|---------------|
| | torfy | | mułki | | gliny zwalowe |
| | gytie | | piaski pyłowate/ piaski | | margle |
| | iły | | żwiry | | |

U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Parczew (678)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe

Formy eoliczne

- Pokrywy lessowe i pyłowe
- Równiny piasków przewianych
- Wydmy
- Zagłębienia deflacyjne

Formy krasowe i sufozyjne

- Leje krasowe (uwały, wertoby, zapadiska, misy)
- Obszary występowania zapadliskowych form krasowych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki wysoczyzny
- Równiny rzeczno-peryglacjalne
- Tarasy akumulacyjne i akumulacyjno-erozyjne w dolinach rzecznych 2,0-6,0 m n.p. rzeki

Formy denudacyjne

- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie
- Ostańce

Formy jeziorne i morskie

- Równiny jeziorno-rozlewiskowe

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Groble
- Piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P)



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Parczew (678)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

NEOGEN	PLIOCEN	PI	Piaski, żwiry i mułki	
PALEOGEN	EOCEN	E ₃	Piaski, mułki i ropy glaukonitowe z fosforytami	EOCEN GÓRNY
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr _{m3}	Kreda pizująca, margle i wapienie	MASTRYCHT GÓRNY MASTRYCHT

- Granice geologiczne
- Uskoki przypuszczalne
- 100— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- A—B Linie przekrojów geologicznych na mapie geologicznej
- E-----F Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: PI – pliocen, E₃ – eocen górny, Cr_{m3} – mastrycht górny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędów lub rzędna zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

