



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Marcin ŻARSKI

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz LESZKOWICE (677)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Leszkowice
H. Łozińskiej-Stępień, A. Rytel, P. Salińskiego (1986)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracował: Marcin ŻARSKI¹ – 2019
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Leszkowice
H. Łozińskiej-Stępień, A. Rytel, P. Salińskiego (1986)

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: Karolina GRUDZIEN

ISBN 978-83-67567-95-4

PIG-PIB, Warszawa 2023
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

| | |
|---|----|
| I. Wstęp | 7 |
| II. Ukształtowanie powierzchni terenu | 13 |
| III. Budowa geologiczna | 20 |
| A. Stratygrafia | 20 |
| 1. Proterozoik | 20 |
| a. Paleoproterozoik | 20 |
| b. Neoproterozoik | 20 |
| Ediakar | 20 |
| 2. Kambr | 21 |
| a. Kambr dolny | 21 |
| b. Kambr środkowy | 21 |
| 3. Ordowik | 22 |
| a. Ordowik dolny | 22 |
| Tremadok | 22 |
| Arenig | 22 |
| b. Ordowik środkowy | 23 |
| Lanwirn | 23 |
| c. Ordowik górny | 23 |
| Karadok | 23 |
| Aszgil | 23 |
| 4. Sylur | 24 |
| a. Llandovery | 24 |
| b. Wenlok | 24 |
| c. Ludlow | 24 |
| d. Przydol | 25 |
| 5. Devon | 25 |
| a. Devon dolny | 25 |
| Lochkov (Żedyn) | 25 |
| b. Devon środkowy | 26 |
| Żywet | 26 |

| | |
|--------------------------------------|----|
| c. Devon górny | 26 |
| Fran | 26 |
| Famen | 26 |
| 6. Karbon | 27 |
| a. Karbon dolny | 27 |
| Wizen | 27 |
| Wizen górny | 27 |
| b. Karbon górny | 29 |
| Namur | 29 |
| Westfal | 30 |
| 7. Jura | 32 |
| a. Jura środkowa | 32 |
| Baton–kelowej | 32 |
| b. Jura środkowa–górna | 33 |
| c. Jura górna | 33 |
| Oksford | 33 |
| 8. Kreda | 34 |
| a. Kreda dolna | 34 |
| Alb | 34 |
| b. Kreda górna | 35 |
| Cenoman | 35 |
| Turon | 35 |
| Cenoman + turon | 36 |
| Koniak | 36 |
| Santon | 36 |
| Koniak + santon | 36 |
| Kampan | 37 |
| Mastrycht | 37 |
| Mastrycht dolny | 37 |
| Mastrycht górny | 38 |
| 9. Paleogen | 38 |
| a. Eocen | 39 |
| Eocen środkowy–górnny | 39 |
| 10. Eocen + czwartorzęd | 40 |
| 11. Czwartorzęd | 40 |
| a. Plejstocen | 41 |
| Zlodowacenia najstarsze | 42 |
| Zlodowacenie Narwi | 42 |
| Interglacjał augustowski | 43 |
| Zlodowacenia południowopolskie | 44 |

| | |
|--|----|
| Zlodowacenie Nidy | 44 |
| Zlodowacenie Sanu 1 | 46 |
| Interglacjał ferdynandowski | 48 |
| Zlodowacenie Sanu 2 | 49 |
| Zlodowacenia środkowopolskie | 55 |
| Zlodowacenie Odry | 55 |
| Interglacjał eemski | 56 |
| Zlodowacenia północnopolskie | 57 |
| Zlodowacenie Wisły | 57 |
| b. Czwartorzęd nierozdzielony | 60 |
| c. Holocen | 60 |
| B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu | 63 |
| C. Rozwój budowy geologicznej | 66 |
| IV. Podsumowanie | 82 |
| Literatura | 84 |

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

I. WSTĘP

Obszar arkusza Leszkowice (677) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) ograniczają następujące współrzędne geograficzne: 51°30'–51°40' szerokości geograficznej północnej i 22°30'–22°45' długości geograficznej wschodniej. Powierzchnia terenu arkusza wynosi 321 km².

Pod względem administracyjnym omawiany obszar jest położony w województwie lubelskim. Znajduje się on w obrębie powiatów: lubartowskiego (w granicach gmin: Lubartów, Niedźwiada, Ostrówek, Firlej, Kock, Kamionka i Ostrów Lubelski), radzyńskiego (w granicach gmin Czemierniki i Borki) oraz parczewskiego (z gminą Siemień).

Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony (Solon i in., 2018; Richling i in., 2021) niemal cały teren arkusza należy do Wysoczyzny Lubartowskiej, północno-zachodnie naroże – do Równiny Łukowskiej, niewielki fragment w północno-zachodniej części – do Pradoliny Wieprza, a skrawek w jego północno-wschodniej części – do Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej.

Aktualizację arkusza Leszkowice wykonano w ramach tematu Aktualizacja Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym. Nową mapę geologiczną dostosowano do wytycznych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, dotyczącego reambulacji z 2011 r.

Pierwsze wydanie arkusza Leszkowice SMGP opracowali Łozińska-Stępień i inni (1985b, 1986). Autorzy zinterpretowali litologicznie i genetycznie osady czwartorzędu w rejonie doliny Wieprza opierając się na archiwalnych otworach badawczych, które wykonano w 1966 r. Przez opisywane otwory badawcze poprowadzono linię przekroju geologicznego A–B zarówno w wersji pierwotnej, jak i aktualizowanej. Próbkę osadów, które pobrano z rdzeni wiertniczych otworów badawczych poddano badaniom litologiczno-petrograficznym. Niestety nie zachowały się oryginalne tabele z wynikami badań laboratoryjnych oraz mapy terenowe wraz z notatnikami.

W ramach aktualizacji arkusza Leszkowice zebrano najnowszą literaturę dotyczącą obszaru badań oraz materiały archiwalne (hydrogeologiczne, surowcowe, geologiczno-inżynierskie i kartograficzne). Prace terenowe wykonano w 2018 r. Ich celem było dostosowanie granic wydziałów geologicznych do układu współrzędnych płaskich prostokątnych PL-1992, a także numerycznego modelu terenu (NMT), zweryfikowanie geometrii wydziałów geologicznych szczególnie przy stykach mapy z sąsiednimi terenami arkuszy, dostosowanie genezy osadów do obowiązującej Instrukcji opracowania i wydania SMGP w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji z 2011 r., a także zweryfikowanie stratygrafii wydziałów plejstocenu i starszych. W trakcie prac terenowych zinventaryzowano wszystkie odsłonięcia utworów, które znajdują się na powierzchni terenu. Opisano 242 punkty dokumentacyjne. Na mapie geologicznej zamieszczono pięć punktów dokumentacyjnych. Ponadto wykonano sześć oznaczeń wieku bezwzględnego metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) osadów plejstocenu, które pobrano z odsłonieć (Palczewski, 2020). Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych przedstawiono w tabeli 1.

Uaktualniono stratygrafię wydziałów plejstocenu i genezę niektórych utworów w stosunku do pierwszej wersji arkusza z 1981 r. Zmianie uległa stratygrafia osadów, które tworzą część powierzchni terenu, ze zlodowacenia Odry na zlodowacenie Sanu 2. Według autora aktualizowanego arkusza linia maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry sięgała na północ od omawianego terenu (Żarski, 2004, 2006, 2007, 2008; Żarski, Krupiński, 2005; Małek, Pidek, 2007; Żarski i in., 2009; Pidek i in., 2011; Hrynowiecka i in., 2014, 2019; Terpiłowski i in., 2014; Marks i in., 2018; Czubla

Tabela 1

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

| Numer punktu dokumentacyjnego | | Rodzaj punktu (według słownika) | Lokalizacja (miejsowość) | Rzędna (m n.p.m.) | Głębokość (m) | Uwagi |
|-------------------------------|-----------------------|---------------------------------|--------------------------|-------------------|---------------|---|
| na mapie geologicznej | w notatniku terenowym | | | | | |
| 1 | 45 | odsłonięcie | Dębica | 145,0 | 3,0 | Równina wodnolodowcowa – piaski i żwiry Datowanie wieku metodą OSL |
| 2 | 81 | odsłonięcie | Wólka Siemieńska | 143,0 | 2,5 | Równina wodnolodowcowa – piaski i żwiry Datowanie wieku metodą OSL |
| 3 | 70 | odsłonięcie | Tarkawica | 136,0 135,6 | 2,0 2,4 | Taras nadzalewowy – piaski, żwiry i mułki Datowanie wieku metodą OSL |
| 4 | 82 | odsłonięcie | Serock | 146,0 | 3,5 | Równina wodnolodowcowa – piaski i żwiry Datowanie wieku metodą OSL |
| 5 | 124 | odsłonięcie | Stanowisko Karczunek | 153,0 | 2,6 | Wydma – piaski Datowanie wieku metodą OSL |

i in., 2019; Źarski, Kucharska, 2019; Kucharska i in., 2020a, b) i w przybliżeniu pokrywałyby się z linią maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Warty. Powszechnie jednak przyjmowano, że linia maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry w południowo-wschodniej Polsce sięgała do Chełma (Zaborski, 1927; Mojski, Rühle, 1965; Mojski, 1972c; Buraczyński, Wojtanowicz, 1981; Lindner i in., 1985; Lindner, Marks, 2012; Marks i in., 2016). Zestawienie graficzne granic maksymalnego zasięgu lądolodów zlodowaceń Odry i Warty według różnych autorów przedstawiono w Objasnieniach do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Łuków (Małek, 2011c). Reinterpretację stratygrafii utworów tworzących powierzchnię terenu przeprowadzono na podstawie analizy sytuacji geologicznej osadów plejstocenu, które przedstawiono na przekrojach geologicznych zamieszczonych na kilkudziesięciu arkuszach SMGP obejmujących obszar południowo-wschodniej Polski. Na przesunięcie granicy maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry do okolicy Siedlec pośrednio miało wpływ występowanie na obszarze Podlasia, w strefie przypowierzchniowej, osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego (Źarski, 2006; 2007; Źarski i in., 2009; Marks i in., 2018; Hrynowiecka i in., 2019; Źarski, Kucharska, 2019; Kucharska i in., 2020a, b). Opisywane utwory występują zwykle na głębokości około 2 m i nie są przykryte osadami glacialnymi (Lindner i in., 1990; Krupiński, Nitychoruk, 1991; Nitychoruk, 1994; Krupiński, 2000; Nitychoruk, Gałązka, 2006, 2008; Małek, Pidek, 2007; Źarski, 2007, 2008; Pidek i in., 2011; Marks i in., 2018). Utwory jeziorne interglacjału mazowieckiego wypełniają kopalne zbiorniki, które uformowały się po zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 2.

Na mapie geologicznej zamieszczono 92 otwory wiertnicze z 234 znajdujących się na terenie arkusza, które nie obejmują otworów wiertniczych wykonanych dla wszystkich opracowań surowcowych (złóż piasków i bursztynu).

Pierwsze wzmianki o budowie geologicznej terenu arkusza i obszarów sąsiednich pochodzą z końca XIX i początku XX wieku. Znajdują się one w pracach: Siemiradzkiego (1889, 1903, 1909, 1912), Trejdosiewicza (1894), Rychłowskiego (1905), Lewińskiego i Samsonowicza (1918), Samsonowicza (1922), Sawickiego (1922), Wołosowicza (1922, 1924), Kowaleskiego (1924), Zierhoffera (1925) i Zaborskiego (1926a, b, 1927). Dotyczą one problematyki osadów czwartorzędu i ich podłoża na obszarze południowego Podlasia i zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Pierwszą monografią obrazującą budowę geologiczną i geomorfologię obszaru Polesia z połowy XX wieku jest praca Krygowskiego (1947), a całej Wyżyny Lubelskiej – opracowanie Jahna (1956). Geograficznie teren arkusza Leszkowice SMGP należy do Podlasia, ale na jego powierzchni występują elementy rzeźby krasowej, które są charakterystyczne dla Polesia i Wyżyny Lubelskiej. Od drugiej połowy XX wieku nastąpił wyraźny rozwój badań geologicznych, które objęły m.in. obszar arkusza Leszkowice.

Kras w okolicy Siemienia był przedmiotem badań Jahna (1946). Autorzy pierwszego wydania arkusza urozmaicenie rzeźby terenu (liczne leje krasowe) tłumaczyli procesami glacialnymi. Procesami krasowymi w utworach kredy piszącej na obszarze badań zajmował się Maruszczak (1966). Bardzo istotne dla stratygrafii omawianego terenu było udokumentowanie w dolinie Wieprza, w okolicach Sernik i Rokitna, które znajdują się na obszarze arkusza Lubartów SMGP (Łozińska-Stępień i in., 1985c), osadów interglacjału mazowieckiego (Prószyński, Karaszewski, 1952; Karaszewski, 1954; Mojski, Morawski, 1955; Jahn, 1956; Sobolewska, 1956). Sytuację geologiczną opisywanych utworów przedstawiono na przekroju geologicznym zamieszczonym na arkuszu Lubartów SMGP (Łozińska-Stępień i in., 1985c). Ponadto osady interglacjału mazowieckiego, które znajdują się tuż pod powierzchnią terenu i nie są przykryte utworami glacialnymi, udokumentowano na obszarze arkuszy Wołyn (Marszałek i in., 2001a, b) i Adamów SMGP (Żarski, 2008, 2009).

Budowę geologiczną utworów paleozoiku, mezozoiku, kenozoiku, a także częściowo prekambriu dokładnie opracowano w celu rozpoczęcia badań i udokumentowania złóż węgla kamiennego Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Na obszarze arkusza wykonano 11 głębokich otworów wiertniczych o głębokości przekraczającej 1 km, a ponadto liczne profile sejsmiczne. W efekcie tych prac sporządzono dokumentację węgla kamiennego Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Ptak, 1966; Ptak, Czempik, 1976; Ptak i in., 1977). Prowadzono także poszukiwania boksytów na obszarze między Włodawą a Łukowem (poza terenem arkusza) (Cebulak i in., 1978). Na podstawie opisywanych publikacji powstało wiele opracowań naukowych, w których przedstawiono budowę geologiczną skał karbonu (Porzycki, 1966, 1976, 1978, 1979, 1988; Dembowski, Porzycki, 1988; Migier, 1988; Porzycki, Zdanowski, 1995; Zdanowski, Żakowa, red., 1995; Zdanowski, 2007). Ponadto w 1966 r. wydano pracę zbiorową dotyczącą osadów karbonu w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. W 1999 r. ukazał się Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego pod redakcją Zdanowskiego. Problematykę geologiczno-surowcową przedstawiono w Atlasie geologiczno-surowcowym obszaru lubelskiego (Żelichowski, Kozłowski, red., 1983). Przy dokumentowaniu utworów karbonu opracowano również skały kompleksu mezozoiku (Niemczycka, 1973, 1976; Łozińska-Stępień, 1975, 1977; Krassowska, 1990). W 2011 r. ukazało się kompleksowe opracowanie geologiczne profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10 pod redakcją naukową Pacześnej. Opisywany otwór wiertniczy wykonano do głębokości 2355,0 m i zakończono w skałach prekambriu. W otworze tym przewiercono utwory ediakaru, kambriu, ordowiku, syluru, karbonu, jury, kredy, paleogenu i czwartorzędu.

Zagadnieniom tektoniki obszaru arkusza są poświęcone publikacje m.in.: Znoski (1962, 1979), Żelichowskiego (1970, 1972, 1974a, b), Henkla (1984), Miłaczewskiego (1986), Stupnickiej (1989), Narkiewicza i innych (1998, 2015), Krzywca i Narkiewicza (2003), Narkiewicza (2003, 2007),

Krzywca (2007, 2009), Narkiewicza i Dadleza (2008), Mazura i innych (2017) oraz Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017).

W okolicy Siemienia (za wschodnią granicą obszaru arkusza) na powierzchni terenu znajdują się osady eocenu górnego, które zostały opisane w pracach: Woźnego (1966a, b, 1967), Uberny (1967, 1976), Uberny i Woźnego (1970) oraz Uberny i Odrzywolskiej-Bieńkowej (1977). Ponadto utwory eocenu środkowego i górnego z bursztynem stwierdzono w podłożu osadów czwartorzędu, m.in. na obszarze arkusza Leszkowice. Geologią utworów eocenu na terenie badań zajmowali się: Mojski i inni (1966), Harasimiuk (1984), Kosmowska-Ceranowicz i inni (1990), Gaździcka (1994, 1997), Piwocki i Kasiński (1995), Kasiński i Tołkanowicz (1999), Piwocki (2002) oraz Gazda (red., 2016) i Kasiński (2016).

Budowa geologiczna utworów czwartorzędu i ich podłoża na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego była tematem publikacji m.in. Buraczyńskiego (1983), Harasimiuka i Henkla (1984) oraz Henkla (1988) i Wojtanowicza (1994). Osady interglacjału eemskiego ze stanowiska Karczunek w pobliżu Brzeźnicy Książęcej-Kolonii, które znajduje się na terenie arkusza Leszkowice opisał Krupiński i inni (1982). Budowę geologiczną utworów czwartorzędu Polesia przedstawiono w syntetycznych pracach Mojskiego (1968, 1969, 1972c) oraz Mojskiego i Trembaczowskiego (1975, 1977). Stratygrafią osadów czwartorzędu południowo-wschodniej Polski zajmowali się: Nowak (1972), Różycki (1972), Buraczyński i inni (1980), Dolecki i inni (1988, 1994), Nitychoruk (1994) oraz Czubla i inni (2019). Zaburzenia glacictektoniczne utworów czwartorzędu i osady kopalnych dolin w rejonie Kocka (poza terenem arkusza) opisała Ruszczyńska-Szenajch (1976, 1978), a w okolicy Łęcznej (poza obszarem arkusza) – Harasimiuk i Henkiel (1981). Utwory preglacjalne Wyżyny Lubelskiej były przedmiotem badań Jahna i Turnau-Morawskiej (1952) oraz Mojskiego (1964), a południowego Podlasia – Woronko i innych (2007). Zagadnienia geologiczne i paleogeograficzne związane ze zlodowaceniem Warty na obszarze południowego Podlasia są zawarte w pracy monograficznej Harasimiuka i Terpiłowskiego (red., 2004). Strefę marginalną zlodowacenia Warty w rejonie Siedlec (poza terenem arkusza) opisali Terpiłowski (2001) i Godlewska (2014). Paleogeografią doliny Wieprza pod Kockiem (poza obszarem badań) zajmował się Szumański (1981).

Pierwszym opracowaniem kartograficznym obejmującym teren arkusza była Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Lublin, wydania A (Różycki, 1946) i B (Pożaryski, Rühle, 1949). Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Łuków, wydania A i B, została opracowana przez Mojskiego (1971, 1972a, b), a zreambulowana przez Małek (2011a, b, c). W ramach aktualizacji wykorzystano arkusze SMGP: Ostrów Lubelski (Liszkowski, 1979a, b), Parczew (Stochlak, 1979a, b), Lubartów (Łozińska-Stępień i in., 1985a, c), Radzyń Podlaski (Buła, Małek, 2001a, b), Wohyń

(Marszałek i in., 2001a, b), Kock (Drozd, Trzepla, 2007, 2008) i Adamów (Żarski, 2008, 2009). Dla terenu arkusza Leszkowice wykonano również Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000 (Kopacz, Mészarczyński, 2000a, b), Mapę Litogenetyczną Polski 1:50 000 (Kucharska, 2007) oraz Mapę Geosrodowiskową Polski 1:50 000 (Będkowski i in., 2011; Siwy-Będkowska, Będkowski, 2011).

W południowo-zachodniej części terenu arkusza Leszkowice znajduje się wschodnia część Obszaru Chronionego Krajobrazu Pradolina Wieprza. Opisywany teren podlega ochronie ze względu na walory przyrodnicze szerokiej doliny rzeki Wieprz, która posiada meandrujący typ rozwinięcia koryta. Obszar ten obejmuje również teren znajdujący się wokół jeziora Firlej. Jezioro Firlej jest objęte dodatkową ochroną jako użytek ekologiczny. Fragment kompleksu leśnego w północno-zachodniej części terenu arkusza jest położony w granicach Obszaru Chronionego Krajobrazu Annówka. Udział starodrzewu w zwartym kompleksie leśnym przekracza tu 30%. Wśród zbiorowisk leśnych przeważają bory sosnowe suche i świeże. W granicach obszaru arkusza znajdują się fragmenty terenu ujętego w Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000. Jest to obszar specjalnej ochrony ptaków (OSO) Dolina Tyśmienicy (PLB 060004), który obejmuje dolinę rzeki Tyśmienicy w północno-wschodniej i północno-zachodniej części terenu arkusza. W obrębie obszaru arkusza znajdują się fragmenty Poleskiego Obszaru Węzłowego (27M) o znaczeniu międzynarodowym, a także korytarze ekologiczne Wieprza (65k) i Krzny (47k). Na omawianym terenie występuje kilka pomników przyrody ożywionej. Są to pojedyncze buki i dęby, które znajdują się w Stójce oraz Wygnanowie. Ponadto na obszarze arkusza znajduje się także torfowisko Tarkawka w Bełczacu, które jest objęte ochroną jako użytek ekologiczny. Dolina Wieprza w Górcie Lubartowskiej wchodzi w skład chronionego zespołu przyrodniczo-krajobrazowego. Lasy stanowią do 20% pokrycia terenu oraz zajmują głównie środkową i południowo-zachodnią część obszaru arkusza. Teren badań ma charakter rolniczy, natomiast przemysł nie jest rozwinięty. Do największych miejscowości należą: Firlej, Leszkowice, Bełczac i Niedźwiada, które liczą około 1 tys. mieszkańców. Infrastruktura turystyczna jest dobrze rozwinięta wokół jeziora Firlej. Przez obszar arkusza przebiega droga krajowa nr 19 z Rzeszowa do Białegostoku, a także droga wojewódzka nr 815 z Lubartowa do Wisznic.

Część terenu arkusza należy do Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Udokumentowano tu złożę węgla kamiennego Kolechowice Nowe w kategorii C₂ (Ptak, 1996), które kontynuuje się na sąsiednich obszarach arkuszy Parczew i Lubartów SMGP (Stochlak, 1979b; Łozińska-Stępień i in., 1985c). Serię złożową stanowią warstwy lubelskie karbonu górnego o miąższości 43,6–412,0 m. W okolicy Górki Lubartowskiej stwierdzono złożę bursztynu w kategorii D w osadach eocenu górnego (Parecki, Bujakowska, 2004) i wyznaczono obszary prognostyczne. Wcześniej Kasiński i inni (1997) przedstawili na obszarze arkusza Leszkowice osiem obszarów perspektywicznych występowania bursztynu.

W latach 2017–2018 udokumentowano cztery złoża piasków kwarcowych i bursztynu w kategorii C₁ w okolicach Górki Lubartowskiej i Niedźwiady, ponadto – 18 złóż piasków i żwirów głównie w pobliżu Górki Lubartowskiej, gdzie w większości towarzyszyły im bursztyny (Słodkowska i in., 2022). Niedaleko Jelenia udokumentowano złożę surowców ilastych, a w dolinie rzeki Tyśmienicy – złożę torfów Stoczek w kategorii C₁ (Gałus, 2002; Paździor, 2018).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (Solon i in., 2018; Richling i in., 2021) teren arkusza jest położony w południowo-wschodniej części podprovincji Niziny Środkowopolskie i zachodniej części podprovincji Polesie. Większość obszaru należy do makroregionu Nizina Południowopodlaska, w którego obrębie w granicach omawianego terenu wyróżniono mezoregiony Wysoczyzna Lubartowska, Pradolina Wieprza i Równina Łukowska. Północno-wschodni fragment obszaru arkusza znajduje się w obrębie mezoregionu Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska należącego do makroregionu Polesie Zachodnie. Według podziału geomorfologicznego Polski teren arkusza Leszkowice znajduje się w obrębie Niziny Podlaskiej (Różycki, 1972).

Powierzchnię terenu arkusza stanowi zdenudowana wysoczyzna polodowcowa z równinami sandrowymi i wodnolodowcowymi. W zachodniej części wysoczyzna ta jest rozcięta przez dolinę rzeki Wieprz o kierunku południkowym. W północno-wschodniej i północno-zachodniej części obszaru badań znajduje się szeroka dolina rzeki Tyśmienicy. Za północną granicą terenu arkusza opisywana rzeka zmienia kierunek przepływu z południkowego na równoleżnikowy. Ponadto omawianą wysoczyznę rozcina kilka cieków, m.in. Biłka niedaleko Leszkowic. Cieki uchodzą do rzeki Wieprz i mają kierunek równoleżnikowy. We wschodniej części omawianego terenu znajduje się struga Piskornica. Na obszarze arkusza występują elementy rzeźby krasowej i termokrasowej. Należą do nich jeziora Firlej i Jezioro, które znajduje się w północno-wschodniej części terenu arkusza, oraz zespół lejów krasowych i zapadlisk krasowych wzdłuż doliny Piskornicy, w pobliżu Wólki Siemieńskiej. Najwyżej położonym miejscem na obszarze arkusza (ok. 180 m n.p.m.) jest powierzchnia równin wodnolodowcowych, która znajduje się w jego południowo-wschodnim narożu. Najniższy punkt wysokościowy (ok. 131 m n.p.m.) jest zlokalizowany w dolnym biegu rzeki Tyśmienicy, w północno-zachodnim narożu obszaru arkusza. Deniwelacja terenu wynosi 49,0 m.

Do form lodowcowych należy wysoczyzna morenowa płaska, która zajmuje znaczną część powierzchni terenu arkusza (tabl. I). Wysoczyznę polodowcową charakteryzuje mozaikowa budowa geologiczna. Jest ona utworzona z glin zwałowych i ich eluwiów, na której miejscami występuje

cienka pokrywa piasków i żwirów wodnolodowcowych. Największy obszar wysoczyzny polodowcowej znajduje się w północno-zachodniej części terenu arkusza w okolicach: Dębicy, Tarkawicy, Żurawińca i Ostrówka-Kolonii oraz w południowo-wschodniej części – na południe od Brzeźnicy Książęcej. Mniejszy zasięg opisywana wysoczyzna ma na zachód od rzeki Wieprz w okolicach Serocka, Brzezin i Wólki Mieczysławskiej (Łozińska-Stępień i in., 1986). Powierzchnia wysoczyzny jest przekształcona denudacyjnie, co zaznacza się w postaci niewielkich deniwelacji. W północnej i południowej części terenu arkusza wznosi się ona na wysokość około 155–165 m n.p.m., natomiast w środkowej części, niedaleko Ostrówka-Kolonii – na wysokość około 150–155 m n.p.m. W północnej części obszaru arkusza na powierzchni wysoczyzny znajduje się dziewięć głązów narzutowych, natomiast nie znaleziono ich w jego środkowej i południowej części.

Formy utworzone w strefie martwego lodu są reprezentowane przez kilka *m o r e n m a r t w e g o l o d u*. Znajdują się one niedaleko Kamienowoli i Tarła oraz w Stójce. Szczyt niewielkiej moreny w Stójce jest położony na wysokości 170,2 m n.p.m., co najmniej 5,0 m powyżej otaczającej ją wysoczyzny. Jest to najwyższe wzniesienie na powierzchni wysoczyzny polodowcowej w północnej części obszaru arkusza. Na szczycie wzgórza znajduje się niewielkie odsłonięcie piasków i żwirów. Omawiane wzgórze powstało w wyniku deglacji arealnej obszaru w czasie zlodowacenia Sanu 2. Nie można wykluczyć jednak innej genezy opisywanej formy ze względu na długotrwały proces denudacji, który objął omawiany teren. W pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) wyróżniono znacznie więcej moren martwego lodu, które według autora mają inną genezę (por. w opisie rozdz. Budowa geologiczna).

Do form wodnolodowcowych należą *r ó w n i n y s a n d r o w e i w o d n o l o d o w c o w e w o g ó l n o ś c i*, które zajmują większą część terenu arkusza. Równiny te utworzyły się w czasie topnienia lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Utwory tych form były osadzone w postaci rozległych stożków sandrowych. Pierwotna powierzchnia równin była znacznie wyżej położona niż obecnie. W wyniku procesów denudacyjnych doszło do jej obniżenia i wyrównania. Powierzchnia opisywanych form wznosi się średnio na wysokość około 150–165 m n.p.m. Jest ona urozmaicona wydymami, dolinkami i zagłębieniami bezodpływowymi.

W okolicy Amelina wyróżniono dwie niewielkie *r ó w n i n y z a s t o i s k o w e*, a trzecią – w pobliżu Stoczka, która w pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) była opisana jako kem. Omawiane formy utworzyły się po wypełnieniu osadami mułkowatymi i ilastymi niedużych zbiorników wodnych przed czołem topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Równiny zastoiskowe zajmują powierzchnię terenu około 0,3 km².

Niedaleko Juliopola i Antoniówki na obszarze równin sandrowych i wodnolodowcowych wyróżniono dwa kem y. W pobliżu Juliopola kem tworzy dość płaskie wzgórze, którego szczyt jest położony na wysokości 166,1 m n.p.m. Opisywana forma o długości około 1 km i szerokości około 400 m wznosi się około 10 m nad powierzchnię otaczającego go terenu. Prawdopodobnie pierwotna powierzchnia tego wzgórza była wyżej położona, ale została obniżona w wyniku procesów denudacyjnych. Niedaleko Antoniówki nieduże wzgórze osiąga wysokość względną 3,0 m i zajmuje powierzchnię terenu około 0,2 km². Szczyt tego wzgórza wznosi się na wysokość około 158 m n.p.m. Kemy limnoglacialne utworzyły się głównie w zbiornikach wodnych w obrębie brył martwego lodu. W pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) stwierdzono kilkadziesiąt kemów głównie w rejonie doliny Tyśmienicy, które według autora niniejszego opracowania są formami o genezie fluwialnej (por. rozdz. Budowa geologiczna).

Na równinach sandrowych i wodnolodowcowych niedaleko Kamienowoli i Luszawy wyróżniono formy akumulacji szczelinowej. Największa liczba tych form znajduje się w pobliżu Kamienowoli. Są to podłużne, bardzo silnie zdenudowane wzgórza w formie wałów o długości 100–300 m i maksymalnej wysokości 2,0 m. Dłuższe osie tych wzgórz mają głównie kierunek NW–SE i mogą odzwierciedlać kierunek nasunięcia lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Największą formę akumulacji szczelinowej wyróżniono niedaleko Luszawy w strefie krawędziowej doliny Wieprza. Forma ta ma długość około 750 m i wysokość 7,0 m. Jej kulminacja wznosi się na wysokość 155,7 m n.p.m., a dłuższa oś również ma kierunek NW–SE. W opisywanej formie znajdują się odkrywki piasków i żwirów. Przylega do niej równina piasków przewianych. Formy akumulacji szczelinowej tworzyły się w wyniku akumulacji piasków i żwirów w szczelinach lądolodu zlodowacenia Sanu 2.

Do form eolicznych na terenie arkusza należą wydmy, równiny piasków przewianych i pokrywy pyłowe. Wydmy są reprezentowane przez wały o różnej długości, typowe formy paraboliczne i o nieregularnym kształcie. Stwierdzono je głównie w strefie doliny Wieprza po obu stronach brzegu rzeki. Typowe wydmy paraboliczne wyróżniono w okolicach: Leszkowic, Luszawy, Czerwonki Poleśnej i na północ od Brzeziny (Liskowa Góra). Ich długość wynosi od kilkuset metrów do 1,5 km. Wydmy występują głównie w obrębie równin piasków przewianych. Ich maksymalna wysokość wynosi 10,0 m. Największe równiny piasków przewianych (ok. 1,2 km²) znajdują się niedaleko Tarkawicy, Sułoszyna, a także w pobliżu Leszkowic i na południe od miejscowości Firlej. W okolicy Leszkowic w obrębie równin piasków przewianych wyróżniono dwa zagłębienia deflacyjne. Ponadto na wysoczyźnie niedaleko Amelina znajdują się podłużne równiny piasków przewianych o długości kilku kilometrów, które tworzą nieznaczne wzniesienia. Źródłem piasków eolicznych mogły być piaski wodnolodowcowe, które powszechnie występują na omawianym terenie

oraz piaski rzeczne w dolinie Wieprza. Pokrywy pyłowe znajdują się na równinach sandrowych i wodnolodowcowych między Antoniówką a Wygnanowem. Tworzą je płyty piasków pyłowatych lub pyłów piaszczystych, często lessopodobnych o miąższości do 1,5 m. Ich powstanie wiąże się z dezintegracją mrozową skał w warunkach strefy peryglacjalnej, w czasie zlodowacenia północnopolskiego (Łozińska-Stępień i in., 1986). Pyły o mniejszej miąższości pokrywają większość równin sandrowych i wodnolodowcowych.

Formy rzeczne są związane z dolinami rzek Wieprza i Tyśmienicy oraz strugi Piskornicy, a także z ich dopływami. Największą rzeką jest Wieprz, który ma meandrujący typ rozwinięcia koryta. Dna dolin rzecznych obejmują koryta rzeczne wraz z odsypami i odciętymi meandrami rzeki, które przylegają do koryta. Najszersze dno występuje w dolinie Wieprza, w której ma szerokość od kilkudziesięciu metrów do 500 m oraz jest wypełnione piaskami, żwirami i mułkami. W okolicy Żurawińca znajduje się nieczynne koryto rzeki Wieprz o nazwie Wieprzysko. Dno doliny Tyśmienicy jest wypełnione torfami i zostało przedstawione jako równiny torfowe na szkicu geomorfologicznym (tabl. I). Dno doliny Piskornicy również w większości zajmują torfy. Dna o szerokości do około 30 m występują w większości dolinek cieków. Dolinki i młode rozcięcia erozyjne towarzyszą dolinom Wieprza i Tyśmienicy. Po obu stronach koryta rzeki Wieprz znajdują się tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych IV 0,5–2,0 m n.p. rzeki oraz tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych III 2,0–3,0 m n.p. rzeki. Tarasy zalewowe IV zajmują niemal całą szerokość doliny Wieprza, która waha się w granicach 2–3 km. Powierzchnia tych tarasów wznosi się na wysokość około 145 m n.p.m. przy południowej granicy obszaru arkusza, a obniża się do około 135 m n.p.m. w okolicy Sułoszyna. Cechą charakterystyczną opisywanych tarasów są liczne paleokoryta i paleomeandry, które są wypełnione głównie torfami. Tarasy zalewowe III tworzą jedynie izolowane powierzchnie w obrębie tarasów zalewowych IV. Według autorów pierwszego wydania arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) ich powstanie jest związane z fazą wielkich meandrów, gdy rzeka na początku holocenu zmieniła swój reżim z rzeki roztokowej na meandrującą. Opisywane tarasy w większości tworzą osady piaszczyste odsypów, a także mułkowate (mady) facji powodziowej. Między tarasami zalewowymi a wysoczyzną oraz równinami sandrowymi i wodnolodowcowymi występują krawędzie i stoki tarasów i wysoczyzny. Są one dobrze widoczne niedaleko: Górki Lubartowskiej, Leszkowic, Żurawińca, Brzezin, Serocka i Łukówca. Powyżej tarasów zalewowych III w dolinie Wieprza znajdują się tarasy akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych I 4,0–10,0 m n.p. rzeki. Są one oddzielone od tarasów zalewowych wyraźną krawędzią. Krawędź między tarasami nadzalewowymi a wysoczyzną jest zazwyczaj łagodna, natomiast często przyjmuje formę stoku. Tarasy

nadzalewowe I występują wyspowo, ponieważ uległy zniszczeniu już od momentu powstania w wyniku erozji rzecznej. Znajdują się one w dolinie Tyśmienicy, a także po obu stronach koryta rzeki Wieprz niedaleko: Górki Lubartowskiej, Brzezin, Leszkowic, Żurawińca, Serocka i Sułoszyna. Ostatnie utworów tarasów nadzalewowych I (Góra Szczekarkowska) występuje w obrębie tarasów zalewowych IV między Brzezinami a Górką Lubartowską. Jego szczyt osiąga wysokość 153,8 m n.p.m. i jest położony około 10 m nad powierzchnię otaczającego go terenu. W podobnej sytuacji morfologicznej znajduje się również ostatnie osadów tarasów nadzalewowych I w pobliżu Szczekarkowa, przy południowej granicy obszaru arkusza. Tarasy akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych II 3,0–4,0 m n.p. rzeki wyróżniono jedynie w dolinie Tyśmienicy. W pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) tarasy te zinterpretowano jako kemy, a także tarasy kemowe niedaleko miejscowości Jezioro. Tarasy nadzalewowe II występują wyspowo w dnie doliny Tyśmienicy w okolicach Jeziora, Wólki Siemieńskiej i Tarkawicy. W dolinie Wieprza nie ma odpowiednika tych tarasów.

Wzdłuż doliny Tyśmienicy po jej zachodniej stronie między Stoczkiem a Wierzchowinami Nowymi oraz po jej wschodniej stronie między Dębicą a Tarkawicą wyróżniono tarasy erozyjno-akumulacyjne (rzeczno-peryglacjalne), które uformowały się prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia Odry. W pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) tarasy te zinterpretowano jako tarasy kemowe. Opisywane formy w okolicy Wólki Siemieńskiej mają charakter erozyjny, ponieważ na ich powierzchni występują piaski i żwiry wodnolodowcowe, a tuż pod powierzchnią znajdują się osady eocenu środkowego i górnego. Tworzą one wyraźne spłaszczenie morfologiczne, które przechodzi w sposób ciągły w wysoczyznę morenową oraz równiny sandrowe i wodnolodowcowe. Krawędź tarasów erozyjnych stanowi łagodny stok w okolicach: Wierzchowin Nowych, Działynia, Bełcząca, Dębicy i Tarkawicy. Niedaleko Wierzchowin Nowych, Działynia i Juliopola tarasy erozyjne występują wzdłuż bocznej doliny, która łączy się z doliną Tyśmienicy. Ponadto tarasy te stwierdzono również wzdłuż doliny Piskornicy oraz w dolinie Wieprza w okolicy Luszawy. Na północ od Brzezin u ujścia niewielkiego cieką wyróżniono stożek napływowy.

Do form denudacyjnych na obszarze arkusza należą długie stoki i suche doliny. Długie stoki oddzielają wysoczyznę polodowcową oraz równiny sandrowe i wodnolodowcowe od dolin rzecznych. Wyróżniono je w strefie krawędziowej doliny Wieprza w północno-zachodniej części terenu arkusza w pobliżu Żurawińca-Kolonii oraz w jego południowo-zachodniej części – niedaleko: Serocka, Leszkowic, Przypisówki, Brzezin i na południe od Górki Lubartowskiej. W dolinie Tyśmienicy długie stoki znajdują się w pobliżu Stoczka, Jeziora i Lipniaka. Stoki te osiągają zazwyczaj długość kilkuset metrów, miejscami do 1,0 km. Ich powstanie jest związane z procesami

denudacyjnymi w warunkach strefy peryglacjalnej. Długie stoki są obecnie formowane głównie przez wody deszczowe, a także w wyniku działalności człowieka. Suche doliny o długości od kilkuset metrów do kilku kilometrów wyróżniono w strefach krawędziowych dolin Wieprza i Tyśmienicy. Drobne zagłębienia o różnej genezie występują w obrębie równin sandrowych i wodnolodowcowych, tarasów erozyjno-akumulacyjnych i wysoczyzny polodowcowej. Są to nieduże zagłębienia o długości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów.

Formy krasowe są związane z obszarami występowania zapadliskowych form krasowych, do których należą leje krasowe, obniżenia krasowe i misy jeziorne. Reprezentują one typ krasu zakrytego. Jezioro Firlej jest zbiornikiem o genezie termokrasowej i ewentualnie krasowej. Zbiornik jeziorny o nazwie Jezioro również ma genezę krasową. W okolicach Wólki Siemieńskiej i Nadziei występuje zespół obniżeń krasowych, a także typowych lejów krasowych.

Do form pochodzenia jeziornego należą równiny jeziorne. Są to pozostałości po zbiornikach jeziornych głównie z okresu zlodowacenia Wisły. Większe równiny jeziorne znajdują się w okolicach: Ostrówka, gdzie zajmują kilka kilometrów kwadratowych, Brzeźnicy Leśnej, Tarła, Wierzchowin Nowych i Działynia, a także między Firlejem a Przypisówką. Mniejsze równiny jeziorne znajdują się niedaleko Jelenia, Działynia i Zawady.

Formy utworzone przez roślinność są reprezentowane przez równiny torfowe. Występują one głównie w dolinie Tyśmienicy, w której wypełniają niemal całe dno. Powierzchnia równin torfowych wynosi kilka kilometrów kwadratowych. W okolicy Stoczka jest obecnie prowadzona eksploatacja torfów. Ponadto większe równiny torfowe znajdują się również w dolinie Piskornicy, w jej nieckowatym rozszerzeniu w pobliżu Juliopola. Równiny torfowe występują także w stanowisku Karczunek w pobliżu Brzeźnicy Książęcej-Kolonii (o pow. ok. 2 km²) oraz niedaleko Brzeźnicy Leśnej (torfowisko o nazwie Wygorzel, o pow. ok. 1 km²). Równiny te znajdują się wzdłuż osi równoleżnikowego obniżenia, które kontynuuje się w kierunku Firleja. Na zachód od Brzeźnicy Leśnej opisywane obniżenie jest słabo widoczne i rozcina je współczesna dolina Wieprza. Obniżenie to ponownie występuje po zachodniej stronie doliny Wieprza i rozciąga się od Firleja do Przypisówki. Znajdują się tu równiny torfowe o niewielkiej powierzchni. W dolinie Wieprza opisywane równiny zajmują niewielkie obszary, a torfy wypełniają paleomeandry. Występują one pod krawędziami doliny w okolicach: Górki Lubartowskiej, Brzezin, Żurawińca, Przypisówki i Serocka.

Do form antropogenicznych należą piaskownie-żwirownie oraz piaskownie, które znajdują się w okolicach Serocka, Woli Lisowskiej, Kamienowoli, a także niedaleko Górki Lubartowskiej, skąd jest pozyskiwany bursztyn.

Dna stawów występują w pobliżu Dębicy w ujściowym odcinku cieków, który wpada do Tyśmienicy w północno-zachodniej części terenu arkusza. Ponadto znajdują się również niedaleko Wólki Siemieńskiej.

Sieć hydrograficzna na obszarze arkusza Leszkowice jest stosunkowo dobrze rozwinięta i w całości należy do dorzecza Wieprza. Obejmuje ona rzekę Wieprz, inne cieków powierzchniowe stałe i okresowe oraz cieków sztuczne, a także zbiorniki wodne naturalne i sztuczne. Głównym cieków powierzchniowym na omawianym terenie jest rzeka Wieprz. Jej dolina przecina wysoczyznę polodowcową od Górki Lubartowskiej do okolic Łukówca oraz Górki (Górki Kockiej), i ma głównie kierunek SE–NW. Współcześnie rzeka Wieprz ma meandrujący typ rozwinięcia koryta z wyraźną tendencją do jego wyprostowania. Świadczy o tym obecność coraz dłuższych odcinków prostych koryta, licznych wtórnych rozgałęzień głównego nurtu rzeki oraz rozwój mielizn i płycizn wewnątrz-korytowych. Do ważniejszych cieków powierzchniowych należy również rzeka Tyśmienica (prawy dopływ Wieprza), której ujściowy odcinek znajduje się poza zachodnią granicą omawianego terenu, a środkowy – w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Rzeka Tyśmienica ma rozległą dolinę, która jest wypełniona osadami organicznymi o znacznej miąższości. Na znacznym odcinku jest ona skanalizowana. Dopływami rzeki Tyśmienicy są Wieprzysko i Piskornica. Wieprzysko stanowi odcięty fragment dawnego koryta Wieprza, którym rzeka ta płynęła jeszcze około 200 lat temu (Szumański, 1981). Obecnie Wieprzysko charakteryzuje się niewielkimi przepływami i sedymentacją typową dla starorzeczy. We wschodniej części terenu arkusza znajduje się niewielki odcinek strugi Piskornicy, która jest lewym dopływem Tyśmienicy. Sieć naturalnego powierzchniowego drenażu tworzy także wiele mniejszych cieków, głównie okresowych, zazwyczaj bez nazwy. Rzadkim elementem hydrografii omawianego obszaru są naturalne zbiorniki wodne. Największym wśród nich jest jezioro Firlej, które znajduje się w południowo-zachodniej części terenu arkusza. Jego powierzchnia wynosi 0,91 km², a głębokość około 10 m. Drugi naturalny zbiornik wodny o nazwie Jezioro występuje w obrębie doliny Tyśmienicy w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Jego powierzchnia wynosi około 0,18 km², a głębokość nie przekracza 3 m. Na terenie arkusza licznie występują również płytkie wody gruntowe w postaci podmokłości i zabagnień, zarówno w obrębie dolin rzecznych, jak i na wysoczyźnie. W dolinach są one związane zazwyczaj z równinami torfowymi, które są pozostałością po starorzeczach (doliny Wieprza) lub z nisko położonymi tarasami zalewowymi (doliny Tyśmienicy). Na wysoczyźnie podmokłości i zabagnienia występują powszechnie w obrębie zagłębień bezodpływowych o różnej genezie, a także w miejscach o płytkim zaleganiu w podłożu gruntów wodonioprzepuszczalnych lub zawieszonych lokalnie wód gruntowych. Z obecnością podmokłości i zabagnień wiąże się zwykle występowanie obszarów akumulacji fitogenicznej o różnej

powierzchni. W wyniku prac melioracyjnych zostały one zwykle pocięte gęstą siecią kanałów i rowów odwadniających. Naturalne wypływy wód gruntowych w postaci wysięków zaobserwowano jedynie u podnóża zachodniej krawędzi doliny Wieprza wzdłuż odcinka Brzeziny–Przypisówka (ze względu na niewielki rozmiar nie zaznaczono ich na mapie geologicznej). Wysięki te spowodowały utworzenie niewielkich, ale wyraźnych, nisz źródłiskowych (Łozińska-Stępień i in., 1986).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Podstawą do opracowania stratygrafii osadów były profile otworów badawczych, surowcowych, hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich, które wykonano na obszarze arkusza Leszkowice. Do korelacji stratygraficznych wykorzystano także profile sejsmiczne. W celu rozpozniowania stratygraficznego utworów czwartorzędu były niezbędne profile odsłoneń, z których pobrano próbki osadów do oznaczenia ich wieku bezwzględnego metodą OSL. Przez wybrane archiwalne otwory badawcze poprowadzono linie przekrojów geologicznych A–B i C–D.

1. Proterozoik

a. Paleoproterozoik

Granity, migmatyty, gnejsy i piroksenity nawiercono w otworze Parczew IG 10 (Pacześna, 2011c) na obszarze arkusza Radzyń Podlaski SMGP (Buła, Małek, 2001b) za północną granicą omawianego terenu oraz w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) niedaleko Niedźwiady. Wzdłuż linii przekroju geologicznego C–D zinterpretowano profil sejsmiczny, który skalibrowano do otworu Parczew IG 10 oraz do pozostałych otworów: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Wygnanów IG 1 (otw. 9) i Tarkawica 1 (otw. 16; Krzywiec, 2011). Skały krystaliczne (granitoidy mikroklinowe, stromatytowe, migmatyty, gnejsy i skały piroksenowe) w otworze Parczew IG 10 stwierdzono na głębokości 2302,3–2355,0 m (miąższość 52,8 m). Nie określono ich dokładnego wieku (Ryka, Krystkiewicz, 2011). Utwory te były osadzone w depocentracjach synryftowych. Skały proterozoiku zapadają w kierunku południowo-zachodnim (przekrój geol. C–D).

b. Neoproterozoik

Ediakar

Piaskowce, zlepieńce i mułowce. W otworze Parczew IG 10 powyżej skał krystalicznych stwierdzono piaskowce, zlepieńce i mułowce na głębokości 2181,0–2302,3 m (miąższość

121,3 m), które zaliczono do ediakaru (Paczeńska, 2011a). Piaskowce i mułowce w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) przewiercono na głębokości 2960,0–3080,0 m, znacznie niżej niż w otworze Parczew IG 10. Osady te zaliczono również do ediakaru i prawdopodobnie reprezentują one formacje siemiatycką, lubelską i włodawską (Paczeńska, 2011a). Opisywane utwory były osadzone w stożkach aluwialnych, korytach rzek roztokowych i kanałach rozwiniętych na równi pływowej. Strop omawianych skał w otworze Parczew IG 10 udokumentowano na wysokości około 2100 m p.p.m., natomiast kilkanaście kilometrów dalej, w okolicy otworu Tarkawica 1 (otw. 16) – na wysokości około 4000 m p.p.m.

2. Kambryj

Osady kambryj na obszarze arkusza stwierdzono w dwóch otworach Tarkawica 1 (otw. 16 – przekrój geol. C–D) i Tarkawica 3 (otw. 57) oraz w otworze Parczew IG 10 poza północną granicą omawianego terenu. Opisywane utwory z ostatniego otworu poddano dokładnym badaniom mineralogicznym. Skały kambryj, podobnie jak niżej występujące osady proterozoiku, zapadają w kierunku południowo-zachodnim. Miąższość tych utworów zwiększa się ku zachodowi, natomiast w otworach Tarkawica 3 (otw. 57) i Parczew IG 10 wynosi odpowiednio 860,5 i 680,9 m. Powyżej skał kambryj zalegają osady ordowiku.

a. Kambryj dolny

Piaskowce, iłowce i mułowce w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) występują na głębokości 2250,0–2960,0 m, a w otworze Parczew IG 10 – na 1670,0–2181,0 m. Osady te były deponowane w strefie przybrzeża paleokontynentu Balitki (Paczeńska, 2011b). W piaskowcach, mułowcach i iłowcach rozpoznano jamki po licznej ichnofaunie. Stwierdzono w nich także skorupki brachiopodów *Lingulella* sp., a także rurki robaków *Sabellidites* (Paczeńska, 2011b). W opisywanych utworach bardzo licznie występują zróżnicowane taksonomicznie akritarchy. Na podstawie dokumentacji biostratygraficznej skały kambryj dolnego w otworze Parczew IG 10 zaliczono do formacji: włodawskiej, mazowieckiej, kaplonoskiej i radzyńskiej (Paczeńska, 2011b).

b. Kambryj środkowy

Piaskowce, iłowce i mułowce w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) stwierdzono na głębokości 2099,5–2250,0 m, a w otworze Parczew IG 10 – na 1500,1–1670,0 m. Dla osadów kambryj środkowego w otworze Parczew IG 10 nie przeprowadzono badań biostratygraficznych (Paczeńska, 2011b). Omawiane utwory należą do formacji kostrzyńskiej. Stwierdzono w nich liczne

skamieniałości śladowe, m.in. *Monocraterion* isp. i *Bergaueria corniculata* Paczeńska (Paczeńska, 2011b). W opisywanych osadach dominują piaskowce drobnoziarniste, miejscami gruboziarniste. Piaskowce drobnoziarniste warstwowane przekątnie małowatowo były deponowane w wysokoenergetycznej strefie przybrzeża dolnego, o czym świadczą także ślady organizmów filtrujących wodę. Piaskowce drobnoziarniste, masywne, niewarstwowane wskazują na asocjację facjalną odbrzeża górnego, która jest charakterystyczna dla środowiska wodnego niskoenergetycznego.

* *
*

Piaskowce, iłowce i mułowce przedstawiono na przekroju geologicznym C–D jako nierozdzielone. Osady te w otworze Tarkwica 1 (otw. 16, przekrój geol. A–B) występują na głębokości 2890,0–3300,0 m (nieprzewiercone). Przeważają w nich piaskowce drobnoziarniste i z przewarstwieniami mułowców. Opisywane utwory prawdopodobnie były deponowane w środowisku wodnym niskoenergetycznym, które jest charakterystyczne dla asocjacji facjalnej odbrzeża górnego.

3. Ordowik

a. Ordowik dolny

Tremadok

Wapienie, piaskowce i zlepieńce w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) stwierdzono na głębokości 2878,5–2890,0 m, w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) – na 2095,0–2099,5 m, a w otworze Parczew IG 10 – na 1499,9–1500,1 m. W otworze Parczew IG 10 piaskowce i zlepieńce zalegają z nieciągłością sedymentacyjną na utworach kambru środkowego. Skład petrograficzny zlepieńców (utwory fosforanowe, mułowcowe i piaskowcowe) wskazuje, że materiał detrytyczny pochodzi ze starszych skał osadowych.

Arenig

Wapienie i dolomity w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) występują na głębokości 2874,5–2878,5 m, a w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) – na 2092,5–2095,0 m i osiągają miąższość odpowiednio 4,0 i 2,5 m. Osady te wchodziły w skład formacji wapieni Uherki (Modliński, Szymański, 2008). W otworze Parczew IG 10 utwory arenigu reprezentują zlepieńce i wapienie o miąższości 3,7 m, które odnotowano na głębokości 1496,2–1499,9 m. Między osadami tremadoku i arenigu stwierdzono granicę sedymentacyjną.

b. Ordowik środkowy

Lanwirn

Iłowce, wapień i dolomity w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) odnotowano na głębokości 2865,5–2874,5 m, a w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) – na głębokości 2088,0–2092,5 m. Są to ciemnoszare iłowce, miejscami przewarstwione wapieniami. W otworze Parczew IG 10 wapień i dolomity występują na głębokości 1491,6–1496,2 m i osiągają miąższość 4,6 m. Opisywane osady należą do formacji wapieni Uherki. Zaobserwowano w nich liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych.

c. Ordowik górny

Karadok

Wapień i iłowce w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) występują na głębokości 2854,0–2865,5 m, w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) – na głębokości 2074,0–2088,0 m, a w otworze Parczew IG 10 – na 1484,0–1491,6 m. Dolną część profilu utworów stanowią wapień, które należą do formacji wapieni Uherki, a górną część – iłowce zaliczone do formacji iłowców Udala. W wapieniach rozpoznano liczne szczątki makrofauny, m.in. trylobitów oraz fragmenty graptolitów i konularii (Modliński, Szymański, 2011).

Aszgil

Wapień, margle, mułowce i iłowce. W otworze Tarkawica 1 (otw. 16) wapień i margle odnotowano na głębokości 2815,0–2854,0 m, a w otworze Parczew IG 10 – na 1472,2–1484,0 m. Wapień zaliczono do formacji Kodeńca, a margle – do formacji Tyśmienicy. W wapieniach występują szczątki: brachiopodów, liliowców, głowonogów i ślimaków. W marglach udokumentowano fragmenty: głowonogów, szkarłupni, trylobitów *Mucronaspis* sp. i brachiopodów *Eostropheodonta* sp. (Modliński, Szymański, 2011). Mułowce i iłowce w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) stwierdzono na głębokości 2036,0–2074,0 m.

* *

*

Wapień, dolomity, margle, piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce przedstawiono na przekroju geologicznym C–D jako nierozdzielone. Osady te przewiercono w otworach Tarkawica 1 (otw. 16, przekrój geol. C–D), Tarkawica 3 (otw. 57) oraz Parczew IG 10, a ich miąższość wynosi odpowiednio 75,0; 63,5 i 27,9 m. Utwory ordowiku, podobnie jak niżej występujące osady kambru, zapadają w kierunku południowo-zachodnim. Ich sedymentacja odbywała się

w rozległym zbiorniku wodnym. Opisywane utwory mają ślady licznych procesów epigenetycznych: rekrytalizacji, glaukonityzacji węglanów, sylifikacji i pirytyzacji (Langier-Kuźniarowa, 2011).

4. Sylur

Osady syluru utworzyły się w południowej części basenu lubelsko-podlaskiego, który od proterozoiku rozciągał się wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki (Podhalańska, 2011). Należą do nich głównie iłowce, miejscami mułowce z przeławiczeniami wapieni w stropowej części profilu utworów. Wśród skamieniałości dominują graptolity.

a. Landover

Iłowce i mułowce rozpoczynają profil osadów syluru w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) na głębokości 2792,0–2815,0 m. Są to ciemnoszare iłowce z wkładkami i laminami piaskowców spirytywanych. W otworze Tarkawica 3 (otw. 57) ciemnoszare mułowce występują na głębokości 2009,0–2036,0 m. W otworze Parczew IG 10 iłowce odnotowano na głębokości 1451,0–1472,2 m. W opisywanych utworach stwierdzono szkielety licznych graptolitów, m.in.: *Pristiograptus* sp., *Monograptus gregarius* (Lapworth), *Orthograptus* sp. i *Monograptus marii* Perner (Podhalańska, 2011).

b. Wenlok

Iłowce i mułowce w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) występują na głębokości 2645,0–2792,0 m. Są to ciemnoszare iłowce i mułowce, a w stropowej części profilu osadów z laminami piaskowców spirytywanych i skamieniałościami graptolitów. W otworze Tarkawica 3 (otw. 57) iłowce i mułowce wenloku oraz ludlowa opisano łącznie i stwierdzono je na głębokości 1217,0–2009,0 m. W otworze Parczew IG 10 osady wenloku występują na głębokości 1375,0–1451,0 m i osiągają miąższość 76,0 m. Opisywane utwory reprezentują głównie szare iłowce laminowane, miejscami złupkowane z licznymi skamieniałościami graptolitów z rodzaju *Cyrtograptus* (Podhalańska, 2011).

c. Ludlow

Iłowce i mułowce w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) odnotowano na głębokości 2130,0–2645,0 m. Są to głównie szare i popielatoszare iłowce laminowane mułowcami ze szczątkami fauny graptolitów. Podobnie wykształcone osady rozpoznano w otworze Parczew IG 10. Stwierdzono je na głębokości 1071,0–1375,0 m i osiągają miąższość 304,0 m. W profilu utworów występują głównie graptolity z rodzajów *Cyrtograptus* i *Pristiograptus*.

d. Przydol

Iłowce i mułowce stwierdzono jedynie w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) na głębokości 1560,0–2130,0 m. Opisywane utwory reprezentują ciemnozielone i ciemnoszare iłowce, miejscami laminowane mułowcami, a częściowo zapiaszczone oraz łupkowate z graptolitami i głowonogami.

* *
*
*

Iłowce i mułowce przedstawiono na przekroju geologicznym C–D jako nierozdzielone. Osady te przewiercono w otworach Tarkawica 1 (otw. 16) i Tarkawica 3 (otw. 57), a także w otworze Parczew IG 10. Opisywane utwory nawiercono w otworach Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11) i Wygnanów IG 1 (otw. 9). Miąższość osadów syluru wzrasta ku zachodowi i południowemu zachodowi. W otworze Parczew IG 10 wynosi ona 401,2 m, w otworze Tarkawica 1 (otw. 16, przekrój geol. C–D) – 1255,0 m, a w otworze Tarkawica 3 (otw. 57) – 819,0 m.

5. Dewon

Skały dewonu występują w zachodniej części terenu arkusza, gdzie tworzą strukturę Kocka (przekrój geol. C–D). Stwierdzono je pod utworami jury. Opisywaną strukturę udokumentowano licznymi profilami sejsmicznymi (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Po jej zachodniej stronie znajduje się rów lubelski, w którym skały dewonu osiągają znaczną miąższość, a po wschodniej stronie – podniesienie łukowsko-hrubieszowskie, w którym osady dewonu są częściowo lub całkowicie zredukowane (Zdanowski, 2007). Opisywane utwory rozpoznano jedynie w otworze Tarkawica 1 (otw. 16, przekrój geol. C–D), który występuje po wschodniej stronie struktury Kocka. Osady dewonu nawiercono w otworze Kock 12, który znajduje się około 950 m od zachodniej granicy obszaru arkusza. W otworze tym utwory dewonu górnego osiągają miąższość 1781,6 m.

a. Dewon dolny

Lochkov (Żedyn)

Iłowce, mułowce i łupki ilaste w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) przewiercono na głębokości 1350,0–1560,0 m. Ich miąższość wynosi 210,0 m. Opisywane utwory występują między osadami syluru i karbonu. Są one reprezentowane przez szare, popielatoszare iłowce i łupki ilaste, miejscami mułowce. Stwierdzono w nich szczątki fauny morskiej syluru oraz nierozpoznane szczątki fauny. Opisywane utwory przypisano do formacji sycyńskiej (Miłaczewski, 2008b).

b. Dewon środkowy

Żywet

Mułowce, piaskowce, wapienie i dolomity w otworze Kock 12 stwierdzono na głębokości 2940,0–2993,6 m (nieprzewiercone). Ich miąższość wynosi 53,6 m. Omawiane skały zaliczono do formacji telatyńskiej (Miłaczewski, 2008a). Profil utworów rozpoczynają mułowce pstre i szarozielone piaskowce drobnoziarniste. Powyżej nich, od głębokości 2960,0 m, występują wapienie i dolomity. W pierwszym wydaniu arkusza Leszkowice omawiane utwory, na głębokości 2927,0–2993,6 m, zaliczono do eiflu (Łozińska-Stępień i in., 1985b).

c. Dewon górny

Fran

Wapienie, dolomity i margle w otworze Kock 12 rozpoznano na głębokości 2603,0–2940,0 m. Osady występujące na głębokości 2940,0–2847,0 m zaliczono do ogniwa werbkowickiego formacji modryńskiej (Miłaczewski, 2008a). Utwory stwierdzone powyżej, do głębokości 2603,0 m, wchodzi w skład ogniwa zubowickiego. Profil osadów rozpoczynają szare dolomity z przewarstwieniami wapieni. Powyżej w profilu występują wapienie dolomityczne. Profil ogniwa zubowickiego rozpoczynają wapienie szare i dolomityczne, które przechodzą w ciemnoszare i jasnoszare wapienie. W opisywanych utworach stwierdzono także przewarstwienia wapieni koralowych. Profil osadów kończą ciemnoszare margle oraz szare wapienie. W pierwszym wydaniu arkusza Leszkowice omawiane utwory, na głębokości 2804,0–2927,0 m, zaliczono do żywetu (Łozińska-Stępień i in., 1985b).

Famen

Wapienie, margle, iłowce, mułowce, piaskowce i zlepieńce w otworze Kock 12 stwierdzono na głębokości 1212,0–2603,0 m. Ich miąższość wynosi 1391,0 m. Opisywane utwory od spągu zaliczono kolejno do formacji bychawskiej, firlejskiej i hulczańskiej (Miłaczewski, 2008a). Formacja bychawska, na głębokości 2603,0–2100,0 m, jest reprezentowana przez ciemnoszare margle z brachiopodami, które przechodzą w ciemnoszare wapienie margliste ze śladami bituminów. Stwierdzono w nich m.in. małża *Buchiola retrostriata* (von Buch), a także goniatyty z rodzaju *Cheiloceras*. Serię opisywanych utworów zaliczano do II poziomu goniatyтового (Kaliś, 1969). Formacja firlejska, na głębokości 1869,0–2100,0 m, jest wykształcona głównie w postaci szarych wapieni, zwykle gruzłowatych, a także wapieni krystalicznych ze skorupkami cyrtospiriferów. W wapieniach znaleziono ślady ropy. Na głębokości 1902,8–1906,9 m rozpoznano faunę brachiopodową

z gatunków *Cyrtospirifer archiaci* (Murchison) oraz *Productella subaculeata* (Murchison) (Miłaczewski, 1973), która występuje bardzo licznie w serii wapieni gruzłowatych rowu lubelskiego (Łozińska-Stępień i in., 1986). Formacja hulczańska, na głębokości 1212,0–1869,0 m, jest reprezentowana przez piaskowce oraz zlepieńce z przewarstwieniami mułowców, iłowców i wapieni. Opisywane utwory reprezentują regresywny etap cyklu sedymentacyjnego osadów dewonu. Są one wykształcone w facji lagunowo-kontynentalnej. Znaczne zapiaszczenie utworów jest związane z unoszeniem zrębu lukowskiego w fazie bretońskiej pod koniec dewonu (Miłaczewski, Żelichowski, 1970).

6. Karbon

Utwory karbonu występują w strukturze geologicznej – lubelskiej niecce węglowej (Żelichowski, Kozłowski, 1983) lub niecce nadburzańskiej (Stupnicka, 1989). Przez środek niecki przebiega struktura Kocka, w której nie stwierdzono tych osadów. Sedymentacja utworów karbonu odbywała się w strefie szelfu labilnego (Zdanowski, 2007). Skały karbonu rozpoznano w 11 głębokich otworach wiertniczych oraz dwóch otworach wiertniczych Parczew IG 10 i Kock 12, które znajdują się poza terenem arkusza. Na przekroju geologicznym C–D osady karbonu udokumentowano kolejno od zachodu w otworach: Tarkawica 1 (otw. 16), Wygnanów IG 1 (otw. 9), Parczew IG 9 (otw. 11) i Parczew IG 8 (otw. 6). Miąższość utworów w wymienionych otworach wynosi odpowiednio: 632,5; 613,8; 581,3 i 482,8 m. Podłoże karbonu tworzą osady syluru, a w pobliżu struktury Kocka – utwory dewonu (otw. Tarkawica 1 i Kock 12). Osady karbonu udokumentowano również w otworach Tarkawica 3 (otw. 57) i Brzeźnica IG 1 (otw. 58), które znajdują się w okolicy Brzeźnicy Leśnej, a także w otworach: Parczew IG 2 (otw. 17) w pobliżu Siemienia-Kolonii, Kolechowice 31 (otw. 36) niedaleko Juliopola, Kolechowice 29 (otw. 83) i Kolechowice 30 (otw. 60) w okolicy Brzeźnicy Książęcej, Kolechowice 43 (otw. 74) w pobliżu Górki Lubartowskiej oraz Kolechowice 21 (otw. 79) niedaleko Niedźwiady i Kolechowice 22 (otw. 92) koło Tarła. Maksymalną grubość utworów karbonu (nieprzewiercone) odnotowano w otworze Kolechowice 21 (otw. 79), w którym wynosi ona 766,3 m.

a. Karbon dolny

Wizen

Wizen górny

Utwory wizenu są reprezentowane przez skały: węglanowe, klastyczne, fitogeniczne i wulkaniczne (Zdanowski, 2007). Zaliczono je do formacji Huczwy i częściowo do formacji Terebina (Zdanowski, 2007). Osady węglanowe formacji Huczwy stanowią wapienie organogeniczne i margle,

które przechodzą w iłowce margliste z licznymi: ramienionogami, małżami, koralami i liliowcami. Utwory te są przeławiczone mułowcami i piaskowcami (Zdanowski, 2007).

Mułowce, iłowce, wapienie, piaskowce, boksyty, diabazy, tufy i tufity rozpoznano w otworach: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Wygnanów IG 1 (otw. 9), Tarkawica 1 (otw. 16), Tarkawica 3 (otw. 57), Brzeźnica IG 1 (otw. 58), Kolechowice 21 (otw. 79) oraz Parczew IG 10 i Kock 12. Ich miąższość wynosi średnio kilkadziesiąt metrów. Strop osadów wizenu w północnej części obszaru arkusza odnotowano na głębokości 1057,7 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6), w środkowej części – na głębokości 1281,0 m w otworze Tarkawica 1 (otw. 16), a w południowej – na 1424,5 m w otworze Kolechowice 21 (otw. 79). Opisywane utwory zaliczono do wizenu górnego. Jedynie w otworze Parczew IG 10 wyróżniono serię piaskowców o miąższości 19,0 m, którą przypisano do dolnej części ogniwa Kłodnicy wizenu środkowego (Paczeńska, 2011c). Profil osadów wizenu górnego rozpoczynają zazwyczaj wapienie i mułowce o miąższości kilku metrów. Powyżej opisywanych utworów zwykle występują skały wulkaniczne. Są to diabazy ciemnoszare, szare, czarne i ciemnozielone oraz drobnokrystaliczne, migdałowcowe i skrytokrystaliczne (Waksmundzka, 2011). W ich obrębie występują spękania wypełnione minerałami z grupy serpentynu i węglanów. Diabazy stwierdzono w otworach: Parczew IG 8 (otw. 6), Tarkawica 1 (otw. 16), Brzeźnica IG 1 (otw. 58), Kolechowice 21 (otw. 79) oraz Parczew IG 10 i Kock 12. Ich miąższość wynosi od kilku do kilkunastu metrów, miejscami 20,0–30,0 m. Opisywane utwory w otworze Parczew IG 10 stanowią wyższą część ogniwa Kłodnicy należącej do formacji Huczwy. Powyżej diabazów, m.in. w otworze Kolechowice 21 (otw. 79), występują zielone tufy i tufity (typu parchaczów) o strukturze migdałowcowej. Seria tufogeniczna została poddana daleko posuniętej alityzacji, która doprowadziła do utworzenia się boksytów i osadów kaolinitowych (Cebulak, 1974). Miąższość boksytów wynosi zwykle kilka metrów. Powyżej boksytów stwierdzono utwory węglanowo-klastyczne z niewielką ilością materiału fitogenicznego. Materiał ten stanowią wapienie, podrzędnie margle z przeławiczeniami piaskowców drobnoziarnistych, mułowców i iłowców. Utwory klastyczne są charakterystyczne głównie dla środowiska morskiego i zawierają liczną faunę: ramienionogów, małżów, koralowców i liliowców, ale są to także osady limniczne, w których często występują szczątki flory. Poza rozproszoną siewką roślinną stwierdzono: fragmenty stigmarii, apendyksów, ułamki łodyg i pni drzew. W utworach facji lądowej rozpoznano również cienkie wkładki łupków węglistych i węgla kamiennego (otw. 9). Bogata fauna, która występuje w osadach morskich, dokumentuje ich górnowizeński wiek. W otworze Kolechowice 21 (otw. 79) rozpoznano następujące gatunki ramienionogów: *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schvetzov), *Gigantoproductus latissimus* (Sowerby), *Gigantoproductus gigantoides* (Paeckelmann), *Schuchertella portlockiana* (von Semenov), *Spirifer*

bisulcatus (Sowerby), *Schizophoria resupinata* (Martin), *Camarotoechia pleurodon* (Phillips) oraz małże *Sanguinolites plicatus* Portlock i *Palaeolima simplex* Phillips (Ptak i in., 1977). W utworach facji limnicznej stwierdzono również faunę słodkowodną (Porzycki, 1970a, b). Miąższość osadów wizeny górny w otworze Kock 12 dochodzi do 130,0 m, natomiast we wschodniej części terenu arkusza waha się w granicach 40,0–60,0 m (Łozińska-Stępień i in., 1986).

b. Karbon górny

Namur

Pod względem chronostratygraficznym osady namuru są reprezentowane przez trzy ogniwa A, B i C. W obecnym globalnym podziale chronostratygraficznym namur A odpowiada częściowo serpuchowi, a górna część namuru A oraz namur B i C odpowiadają baszkirowi (Waksmundzka, 2011). Utwory namuru A, B i C wyróżniono w otworach: Wygnanów IG 1 (otw. 9), Tarkawica 1 (otw. 16), Tarkawica 3 (otw. 57), Kolechowice 21 (otw. 79) i Parczew IG 10. W otworze Tarkawica 3 (otw. 57) skały karbonu górnego zaliczono do pięter serpuchow i baszkirow, które obejmują namur i westfal (na głęb. 770,0–1122,0 m; Waksmundzka, 2011). Łączna miąższość utworów opisywanych pięter wynosi 352,0 m. W pozostałych głębokich otworach wiertniczych stwierdzono osady namuru niepełne lub utwory karbonu nierozdzielone.

Mułowce, iłowce, piaskowce, wapienie i węgiel kamienny. Profil osadów namuru A rozpoczynają zwykle mułowce, iłowce i wapienie, które w otworze Parczew IG 10 tworzą górną część formacji Huczwy. Powyżej opisywanych utworów stwierdzono serię mułowcową z wapieniami, która reprezentuje formację Terebina (Zdanowski, 2007). Formacja ta występuje między stropem wapieni A a poziomem morskim Posidonia I. Charakterystyczne dla formacji Terebina są ślady powtarzających się cykli sedymentacyjnych (Zdanowski, 2007), które rozpoczynają się wapieniami, a kończą węglem kamiennym. Wapienie organogeniczne miejscami przechodzą w margle i iłowce margliste. Powyżej w profilu utworów występują osady drobnoklastyczne ze zwęglonymi fragmentami szczątków roślinnych, miejscami osady gruboklastyczne. Profil utworów namuru A zwykle kończy węgiel humusowy. Omawiane osady utworzyły się głównie w środowisku delty płytkomorskiej oraz płytkiego szelfu węglanowego i ilastego (Waksmundzka, 2011). W utworach morskich stwierdzono bogatą faunę ramienionogów, małży i głowonogów. Miąższość osadów namuru A waha się w granicach 80,0–130,0 m. Utwory namuru B stanowią część ogniwa bużańskiego formacji Dębina. Charakterystyczne dla ogniwa bużańskiego są również ślady powtarzających się cykli sedymentacyjnych. Profil osadów kończą iłowce z fauną brakiczną i słodkowodną. W stropowej części opisywanych utworów występują gleby kopalne i węgiel humusowy (Zdanowski, 2007).

Osady namuru B są reprezentowane przez serię mułowcowo-iłowcową z przewarstwieniami piaskowców oraz pokładami węgla kamiennego i wkładkami łupków węglistych. W profilu utworów wyróżniono kilkanaście pokładów węgla kamiennego. Miąższość osadów namuru B waha się w granicach 80,0–140,0 m. Utwory namuru C są wykształcone w postaci serii, którą reprezentują piaskowce, mułowce oraz iłowce z pokładami węgla kamiennego i wkładkami węgla humusowego. Opisywane osady należą do ogniwa kumowskiego formacji Dębłina. Górna część ogniwa kumowskiego jest korelowana z westfalem A. Omawiane piaskowce utworzyły się głównie w korytach rzecznych, a mułowce, iłowce, gleby stigmariowe oraz węgiel kamienny i humusowy reprezentują środowisko równi zalewowej. Wśród utworów namuru C stwierdzono kilka pokładów węgla kamiennego i cienkich wkładek łupków węglistych. Górną granicę osadów namuru C przyjmuje się umownie w spągu najniższego pokładu węgla kamiennego westfalu, a w przypadku gdy nie występuje – w stropie ławicy piaskowców o znacznej miąższości (Porzycki, 1970b). Namurski wiek opisywanych utworów dokumentują goniatyty *Reticuloceras superbilingue* Bisat, *Agastrioceras carinatum* (Frech) i *Gastrioceras* cf. *cumbriense* Bisat (Bojkowski, 1966; Korejwo, 1969). Miąższość osadów namuru C waha się w granicach 154,0–172,0 m (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Westfal

Najniższą część utworów westfalu zaliczono do ogniwa kumowskiego formacji Dębłina, a wyższą – do formacji lubelskiej (Waxmundzka, 2011). Osady westfalu stwierdzono w większości głębokich otworów wiertniczych. Ich strop odnotowano na głębokości około 750 m, a spąg – na około 1000–1100 m. Największą miąższość utworów westfalu stwierdzono w otworach Tarkawica 1 (otw. 16) i Kolechowice 22 (otw. 92), odpowiednio 464,5 i 411,7 m. Miąższość opisywanych skał wynosi średnio 250,0–300,0 m.

Mułowce, iłowce, piaskowce i węgiel kamienny. Warstwy kumowskie, które wchodzi w skład osadów westfalu A, są reprezentowane przez piaskowce, lokalnie z przewarstwieniami mułowców. Na piaskowcach występują mułowce oraz iłowce z pokładami węgla kamiennego i przewarstwieniami węgla humusowego, które należą do formacji lubelskiej reprezentującej westfal B. Powyżej spągu skał, które tworzą formację lubelską, znajduje się ostatni poziom osadów morskich z *Dunbarella*, a nad nim występuje formacja węglonośna (Zdanowski, 2007). Miąższość pokładów węgla kamiennego wynosi od kilku metrów do 20,0 m. Między pokładami węgla kamiennego stwierdzono mułowce i iłowce. W iłowcach rozpoznano zwęglone fragmenty szczątków roślinnych, a także skorup małżów słodkowodnych. Nad iłowcami miejscami występują piaskowce z dobrze zachowanymi szczątkami zwęglonej flory. W stropie mułowców i iłowców stwierdzono gleby stigmariowe,

a powyżej nich – węgiel humusowy (Zdanowski, 2007). Warstwy produktywne tworzą łupki węgliste i węgiel kamienny (sapropelowy, durytowy, fuzynitowy i klarytowy), miejscami z wtrąceniami pirytu. Miąższość pokładów węgla rzadko przekracza 1,5 m. Utwory drobnoklastyczne mają barwę ciemnopopielatą i zazwyczaj wykazują warstwowanie równoległe. Jasnoszare piaskowce o spoiwie ilastym lub krzemionkowo-ilastym są zwykle warstwowane faliście i przekątnie. W osadach limnicznych zaobserwowano znaczne nagromadzenie substancji organicznej w postaci lamin sieczki roślinnej, bezładnie rozproszonego detrytusu oraz różnie zachowanych szczątków roślinnych. Wśród utworów lądowych często występują konkracje syderytowe o różnej wielkości i kształcie (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Makroflora w otworach Kolechowice 30 (otw. 60), Kolechowice 43 (otw. 74) i Kolechowice 21 (otw. 79) (Ptak i in., 1977) dokumentuje osady westfalu A i B (Łozińska-Stępień i in., 1986). Do charakterystycznych gatunków utworów westfalu A należą *Neuropteris heterophylla* Brongniart i *Paripteris gigantea* (Sternberg). W otworze 60 występują one do głębokości 1004,0 m, a w otworze 74 – do 834,0 m. Ze względu na brak typowych zespołów florystycznych nie można precyzyjnie określić granicy między osadami westfalu A i B. Powyżej w profilu utworów stwierdzono bogaty zespół roślin paprociolistnych, który zaliczono do westfalu B. Należą do niego: *Neuropteris tenuifolia* Schlotheim, *Neuropteris loshi* Brongniart, *Paripteris pseudogigantea* (Potonié) Gothan, *Sphenopteris obtusiloba* Brongniart, *Renaultia schwerini* (Stur), *Palmatopteris furcata* (Brongniart), *Alloiopteris coralloides* Gutbier, *Mariopteris muricata* (Schlotheim) Zeiller i *Pecopteris plumosa* Artis. Ponadto do opisywanego zespołu zaliczono również gatunki innych klas roślinności karbonu, takie jak: *Stylocalamites cisti* (Brongniart) Gothan, *Stylocalamites undulatus* Sternberg, *Diplocalamites carinatus* Sternberg, *Lepidodendron obovatum* Sternberg, *Lepidodendron aculeatum* Sternberg, *Sphenophyllum cuneifolium* (Sternberg) Zeiller i *Cordaites principalis* (Germar). Wiek serii westfalskiej dokumentuje także liczna fauna małżowa, która występuje głównie w dwóch regionalnych poziomach korelacyjnych. W niższym z nich stwierdzono charakterystyczny gatunek *Carbonicola pseudorobusta* Trueman, a także bogatą faunę słodkowodną, m.in.: *Carbonicola crista* (Sowerby), *Carbonicola cristagalli* Wright, *Carbonicola martini* Weir et Trueman, *Carbonicola protea* Wright oraz *Naiadites flexuosus* Dix et Trueman, który jest przewodni dla westfalu A (Ptak i in., 1977). W otworze 79 w osadach znaleziono ramienionogi *Orbiculoidea missouriensis* (Shumard) i *Levipustula* cf. *piscariae* (Waterlot). Wyższy poziom korelacyjny jest reprezentowany przez osady morskie z *Dunbarella*, który stwierdzono we wszystkich otworach badawczych: Kolechowice 31 (otw. 36), Kolechowice 30 (otw. 60), Kolechowice 43 (otw. 74), Kolechowice 21 (otw. 79), Kolechowice 29 (otw. 83) i Kolechowice 22 (otw. 92) na głębokości od 847,8 m w otworze Kolechowice 43 (otw. 74) do 1139,2 m w otworze

Kolechowice 22 (otw. 92). Miąższość tego poziomu waha się w granicach 3,0–13,0 m. Poza typowym gatunkiem *Dunbarella papyracea* (Sowerby) oznaczono również faunę *Posidonia sulcata* (Hind). W skład zespołu skamieniałości poziomu osadów morskich z *Dunbarella* wchodzi także: pojedyncze mszywioly, korale osobnicze, liliowce, ramienionogi i goniatyty. Granicę stratygraficzną między utworami westfalu A i B wyznacza obecność fauny słodkowodnej w górnej części poziomu osadów morskich z *Dunbarella*. Utwory westfalu B są udokumentowane jedynie przez faunę słodkowodną, którą stwierdzono w kilku wkładkach około 30 m nad stropem poziomu osadów morskich z *Dunbarella* w otworach Kolechowice 31 (otw. 36) i Kolechowice 30 (otw. 60). Należą do niej: *Anthracosia regularis* (Trueman), *Anthracosia phrygiana* (Wright), *Anthracosia aquilinoidea* (Tchernyshev), *Anthracosia aquilina* (Sowerby), *Anthracosia ovum* Trueman et Weir, *Naiadites productus* (Brown) i *Naiadites quadratus* (Sowerby), które są przewodnie dla westfalu B (Łozińska-Stępień i in., 1986).

7. Jura

Skały jury występują niezgodnie na piaskowcach karbonu górnego z wyjątkiem struktury Kocka, w której stwierdzono je na utworach dewonu (przekrój geol. C–D). Strop skał jury ma charakter erozyjny. Powyżej w profilu osadów występują utwory albu. Skały jury przewiercono w 10 głębokich otworach wiertniczych: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Parczew IG 2 (otw. 17), Tarkawica 1 (otw. 16), Tarkawica 3 (otw. 57), Brzeźnica 1 (otw. 58), Kolechowice 21 (otw. 79), Kolechowice 22 (otw. 92), Kolechowice 29 (otw. 83), Kolechowice 30 (otw. 60), Kolechowice 31 (otw. 36), Kolechowice 43 (otw. 74), Wygnanów IG 1 (otw. 9) oraz w otworach Parczew IG 10 i Kock 12. Większa część utworów jury jest korelowana z osadami oksfordu, jedynie dolna część – z utworami batonu i keloweju. Na przekroju geologicznym C–D osady jury przedstawiono jako nierozdzielone. Strop utworów jury występuje od głębokości 460,0 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6) do 589,0 m w otworze Tarkawica 3 (otw. 57). Miąższość omawianych osadów zazwyczaj wynosi około 170 m, natomiast w otworze Wygnanów IG 1 (otw. 9) osiąga 200,0 m.

a. Jura środkowa

Baton–kelowej

Wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe, dolomity i zlepieńce stwierdzono w otworach: Wygnanów IG 1 (otw. 9), Parczew IG 2 (otw. 17), Brzeźnica IG 1 (otw. 58) i Parczew IG 10. Dla tych osadów nie wykonano badań paleontologicznych. W otworze Wygnanów IG 1 (otw. 9) profil utworów rozpoczynają dolomity, nad którymi występują wapienie i wapienie

organodetrytyczne o miąższości 15,0 m, natomiast w otworze Parczew IG 2 (otw. 17) – zlepieńce żelaziste przechodzą w dolomity, a następnie w osady okruchowe oraz wapienie gąbkowe i detrytyczne o miąższości 12,2 m. Miąższość opisywanych utworów w otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58) wynosi 4,7 m, ale ich pozycja stratygraficzna nie jest pewna. Wapienie piaszczyste w otworze Parczew IG 10 stwierdzono na głębokości 617,0–629,0 m.

b. Jura środkowa–górną

Osady jury środkowej–górną przedstawiono jako nierozdzielone w większości otworów wiertniczych, m.in. Parczew IG 8 (otw. 6) i Parczew IG 9 (otw. 11). W otworach Tarkawica 1 (otw. 16), Tarkawica 3 (otw. 57) i Kolechowice 21 (otw. 79) utwory jury są korelowane z osadami batonu i oksfordu. W otworach: Kolechowice 22 (otw. 92), Kolechowice 29 (otw. 83), Kolechowice 31 (otw. 36) i Kolechowice 43 (otw. 74) utwory jury przedstawiono łącznie. Prawdopodobnie obejmują one także jurę środkową–górną.

Wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe, wapienie pelityczne, dolomity, zlepieńce i iłowce stwierdzono we wszystkich wymienionych powyżej otworach wiertniczych, a pod względem litologii nie różnią się one od utworów batonu i keloweju oraz oksfordu. Do jury środkowej należą głównie wapienie, które występują w dolnej części profilu osadów, a ich miąższość wynosi średnio kilkanaście metrów.

c. Jura górną

Do jury górną zaliczono jedynie utwory oksfordu. W większości otworów wiertniczych osady jury środkowej–górną przedstawiono jako nierozdzielone, a w kilku otworach wiertniczych opisano je łącznie.

Oksford

Wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe, wapienie pelityczne i iłowce wyróżniono w otworach Wygnanów IG 1 (otw. 9), Parczew IG 2 (otw. 17) i Brzeźnica IG 1 (otw. 58). Miąższość osadów w wymienionych otworach wynosi odpowiednio 185,0; 150,0 i 172,5 m, a ich strop odnotowano na głębokości kolejno 515,0; 512,0 i 588,0 m. W otworze Parczew IG 2 (otw. 17) profil utworów rozpoczynają organodetrytyczne wapienie gąbkowe, które należą do oksfordu dolnego i środkowego. W otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58) iłowce, wapienie, dolomity i wapienie organodetrytyczne, na głębokości 708,0–760,5 m, należą do formacji kraśnickiej (Feldman-Olszewska, 2011). Powyżej w profilu utwory węglanowe, na głębokości 588,0–708,0 m, przypisano do formacji bełżyckiej. We wszystkich głębokich otworach wiertniczych, w stropowej części

profilu osadów jury stwierdzono wapienie ooidowe i pelityczne. Są to dość jednolicie wykształcone wapienie ooidowe, ooidowo-onkolitowe, ooidowo-grudkowe z przeławieniami wapieni pelitycznych. W profilu utworów nie występują one w określonym położeniu, ale powtarzają się wielokrotnie i nieregularnie przewarstwiają. Wszystkie opisywane skały cechuje barwa biała i duża zawartość CaCO_3 , która dochodzi do 97% (Niemczycka, 1976). W otworze Parczew IG 2 (otw. 17) w obrębie utworów ooidowo-pelitowych rozpoznano wapienie z licznymi szczątkami: gąbek, ślimaków, koralii i brachiopodów. W stropowej części kompleksu ooidowo-pelitowego podrzędnie występują wapienie margliste. Bogata fauna ślimaków, małży, brachiopodów i amonitów stanowiła podstawę do określenia przynależności stratygraficznej osadów omawianego piętra (Niemczycka, 1976).

8. Kreda

Profil utworów kredy rozpoczynają osady albu. Luka stratygraficzna obejmuje starsze piętra kredy dolnej. Skały kredy górnej reprezentują utwory: cenomanu, turonu, koniak, santonu, kampanu i mastrychtu. Przewiercono je we wszystkich 13 głębokich otworach wiertniczych. Największą miąższość tych utworów stwierdzono w południowej i środkowej części terenu arkusza w otworach: Tarkawica 3 (otw. 57), Kolechowice 30 (otw. 60), Kolechowice 21 (otw. 79) i Kolechowice 22 (otw. 92), odpowiednio 563,0; 569,4; 565,9 i 571,8 m. W północno-wschodniej części obszaru arkusza miąższość osadów kredy jest nieco mniejsza i wynosi 455,0 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6) oraz 469,5 m w otworze Parczew IG 9 (otw. 11). Opisywanych utworów nie poddano badaniom paleontologicznym, z wyjątkiem tych z otworów Wygnanów IG 1 (otw. 9) oraz Parczew IG 3 znajdującego się na terenie arkusza Parczew SMGP (Stochlak, 1979a, b), dla których wykonano badania mikro- i makrofaunistyczne (Leszczyński, 2011). Z tego powodu granice jednostek chronostratygraficznych w wymienionych otworach wiertniczych są przypuszczalne, a miąższość osadów jest jedynie przybliżona. Omawiane utwory w większości występują w podłożu osadów czwartorzędu i stwierdzono je niemal we wszystkich otworach wiertniczych na obszarze arkusza. Utwory kredy na terenie arkusza zalegają niemal horyzontalnie (przekrój geol. C–D).

a. Kreda dolna

Alb

Piaski i piaskowce glaukonitowe z fosforytami oraz margle przewiercono we wszystkich głębokich otworach wiertniczych. Utwory te są wykształcone w postaci piasków kwarcowo-glaukonitowych oraz słabo zwięzłych piaskowców glaukonitowych z drobnymi konkrecjami

fosforytów. Omawiane osady utworzyły się w środowisku płytkiego szelfu silikoklastycznego. Największą miąższość utworów albu stwierdzono w otworach: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Parczew IG 2 (otw. 17) i Kolechowice 31 (otw. 36), odpowiednio 23,5; 19,0; 19,0 i 21,2 m. W pozostałych otworach wiertniczych miąższość opisywanych osadów wynosi od 14,0 m w otworach Kolechowice 30 (otw. 60) i Wygnanów IG 1 (otw. 9) do 18,0 m w otworze Tarkawica 1 (otw. 16). Miąższość utworów albu w otworze Parczew IG 10 osiąga 26,0 m.

b. Kreda górna

Osady kredy górnej nierozdzielone występują w wielu otworach wiertniczych, m.in.: Tarkawica 3 (otw. 57), Kolechowice 30 (otw. 60), Kolechowice 43 (otw. 74), Kolechowice 21 (otw. 79), Kolechowice 29 (otw. 83) i Kolechowice 22 (otw. 92). W pozostałych głębokich otworach wiertniczych udokumentowano pełny profil utworów kredy górnej o miąższości około 400–500 m. Reprezentują go osady węglanowe, których sedimentacja odbywała się w środowisku otwartego morza.

Cenoman

Wapienie organodetrytyczne, wapienie margliste i piaskowce margliste z fosforytami stwierdzono w otworach: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Parczew IG 2 (otw. 17), Brzeźnica IG 1 (otw. 58), Wygnanów IG 1 (otw. 9) i Parczew IG 10, który znajduje się poza terenem arkusza. Miąższość utworów cenomanu w wymienionych otworach waha się w granicach 7,0–9,0 m. Przynależności wiekowej opisywanych osadów dokonano na podstawie korelacji litostratygraficznej z udokumentowanymi mikropaleontologicznie utworami kredy górnej (Witwicka, 1975) w otworze Parczew IG 3, który znajduje się na obszarze arkusza Parczew SMGP (Stochlak, 1979a, b). W otworze Parczew IG 2 (otw. 17) profil osadów cenomanu rozpoczynają margliste wapienie inoceramowe, piaszczyste z pojedynczymi fosforytami, glaukonitem i włóknami inoceramów, a kończą – białe wapienie z krzemieniami i pojedynczymi skorupami inoceramów. W pozostałych głębokich otworach wiertniczych omawiane utwory są wykształcone podobnie lub jako margliste piaskowce glaukonitowe z konkrekcjami fosforytów.

Turon

Wapienie kredowate, wapienie margliste z czertami, margle i kreda pisząca występują w otworach: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Wygnanów IG 1 (otw. 9) i Brzeźnica IG 1 (otw. 58). Miąższość osadów turonu wynosi 113,0 m w otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58); 100,0 m w otworze Wygnanów IG 1 (otw. 9); 97,5 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6)

i 96,0 m w otworze Parczew IG 9 (otw. 11). Opisywane utwory w otworze Parczew IG 8 (otw. 6) stwierdzono na głębokości 331,0–428,5 m, a w otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58) – na 456,0–569,0 m. W otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58) profil osadów turonu rozpoczynają margle z licznymi wkładkami wapiennymi, które przechodzą w margle z kredą piszącą i wyżej w kredę piszącą. W pozostałych głębokich otworach wiertniczych omawiane utwory są reprezentowane przez wapienie kredowate i margliste przerosnięte czertami z ławicami krzemieni.

Cenoman + turon

Wapienie organodetrytyczne, wapienie kredowate, wapienie margliste, piaskowce margliste z czertami, margle, piaskowce margliste z fosforytami i kreda pisząca zostały przedstawione na przekroju geologicznym C–D jako nierozdzielone, ze względu na niewielką miąższość osadów cenomanu, która waha się w granicach 7,0–9,0 m. Łączna miąższość utworów opisywanych pięter wynosi około 110 m. W otworze Tarkawica 1 (otw. 16) osady cenomanu i turonu przedstawiono jako nierozdzielone. Ich miąższość wynosi 107,0 m.

Koniak

Kreda pisząca, margle i wapienie. Osady te stwierdzono w trzech otworach Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11) i Tarkawica 1 (otw. 16). Są one reprezentowane głównie przez: wapienie margliste, wapienie z krzemieniami, wapienie kredowate, margle i kredę piszącą. Miąższość skał węglanowych wynosi 22,0 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6); 22,5 m w otworze Parczew IG 9 (otw. 11) i 25,0 m w otworze Tarkawica 1 (otw. 16). Strop opisywanych utworów w wymienionych otworach odnotowano na głębokości odpowiednio 309,0; 349,0 i 384,0 m.

Santon

Kreda pisząca, margle i wapienie. Osady te występują w otworach Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11) i Tarkawica 1 (otw. 16). Ich strop w wymienionych otworach stwierdzono na głębokości odpowiednio 257,0; 293,0 i 330,0 m. Miąższość skał węglanowych waha się w granicach 52,0–56,0 m.

Koniak + santon

Kreda pisząca, margle i wapienie. Utwory te zaliczono do koniaku i santonu nierozdzielonych w otworach Wygnanów IG 1 (otw. 9) i Brzeźnica IG 1 (otw. 58). Miąższość tych

osadów w wymienionych otworach wynosi odpowiednio 89,0 i 93,0 m. W opisywanych otworach stwierdzono kredę piszącą, margle oraz wapienie kredowate i margliste.

Kampan

Kreda pisząca, margle i wapienie. Utwory te stwierdzono w pięciu głębokich otworach: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Wygnanów IG 1 (otw. 9), Tarkawica 1 (otw. 16) i Brzeźnica IG 1 (otw. 58). Miąższość tych osadów waha się od 96,0 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6) do 118,0 m w otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58). Strop opisywanych utworów odnotowano na głębokości od 161,0 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6) do 245,0 m w otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58). Wykształcenie facjalne osadów kampanu jest podobne do utworów santonu, koniak i turonu. W profilu osadów kampanu występują margle i margle glaukonitowe, nieco piaszczyste, co wskazuje na spłylenie zbiornika morskiego w tym okresie. Na podstawie wyników badań Witwickiej (1975b), które wykonano na obszarze arkusza Parczew SMGP (otw. Parczew IG 3 – Stochlak, 1979a, b), nie udokumentowano najwyższych poziomów kampanu, ponieważ prawdopodobnie doszło do ich redukcji w wyniku ruchów epejrogenicznych związanych z orogenezą alpejską (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Mastrycht

Mastrycht dolny

Kreda pisząca, margle, wapienie i piaskowce. Osady te przewiercono we wszystkich 13 głębokich otworach wiertniczych, ale jedynie w pięciu otworach określono granice chronostratygraficzne opisywanego podpiętra: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Tarkawica 1 (otw. 16), Brzeźnica IG 1 (otw. 58) i Wygnanów IG 1 (otw. 9). Opisywane utwory odnotowano na głębokości od 5,0 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6) do 245,0 m w otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58). W otworze Brzeźnica IG 1 (otw. 58) zaliczono je do mastrychtu dolnego i górnego nierozdzielonego. Utwory mastrychtu górnego udokumentowano jedynie w stropowej części profilu. W otworze Tarkawica 1 (otw. 16) głębokość stropu utworów mastrychtu dolnego jest przypuszczalna. Powierzchnia spągowa osadów mastrychtu dolnego jest nachylona pod niewielkim kątem ku południowemu zachodowi i występuje na głębokości od 161,0 m w otworze Parczew IG 8 (otw. 6) do 217,0 m w otworze Tarkawica 1 (otw. 16) i 288,5 m w otworze Kock 12. Miąższość opisywanych utworów wynosi od 57,0 m w otworze Wygnanów IG 1 (otw. 9) do 64,0 w otworze Parczew IG 9 (otw. 11).

Kreda pisząca, margle i wapienie. Utwory te przewiercono w otworach: Parczew IG 8 (otw. 6), Parczew IG 9 (otw. 11), Tarkawica 1 (otw. 16), Wygnanów IG 1 (otw. 9) i Parczew IG 10, który znajduje się poza terenem arkusza. Miąższość tych osadów w wymienionych otworach wynosi odpowiednio: 95,0; 102,0; 136,0; 117,0 i 95,5 m. Utwory mastrychtu górnego występują w podłożu osadów czwartorzędu w środkowej, wschodniej i miejscami południowej części obszaru arkusza. Ich strop odnotowano na głębokości 5,0 m w otworach Parczew IG 8 (otw. 6), Kolechowice 30 (otw. 60) i Kolechowice 29 (otw. 83) we wschodniej części terenu arkusza. Wysokie położenie stropu osadów kredy w opisywanych rejonach sprzyjało rozwojowi procesów krasowych. W okolicach Siemienia i Tyśmienicy znajdującej się poza obszarem arkusza (ark. Parczew SMGP – Stochlak, 1979b) występują wychodnie skał mastrychtu. Na pozostałych terenach arkusza osady mastrychtu górnego stwierdzono na głębokości od kilkunastu metrów do 30,0 m, poza strefą głębokiej rynny w zachodniej części omawianego obszaru, w której ich strop występuje na głębokości 92,5 m w otworze 23 i 75,5 m w otworze 21. W okolicach Górki Lubartowskiej i Tarkawicy nad utworami mastrychtu stwierdzono osady eocenu środkowego i górnego. Skały mastrychtu górnego są reprezentowane głównie przez kredę piszącą, margle i wapienie. Wśród tych utworów zaobserwowano częste występowanie naprzemianległych takich samych odmian litologicznych w pewnych sekwencjach. Gawor-Biedowa (1981) rozpoznała, na obszarze arkusza, osady mastrychtu górnego na podstawie otwornic, które stwierdzono w otworach wiertniczych (przekrój geol. A–B) od Serocka (otw. 42 i 18) do Luszawy (otw. 20, 23 i 24). Do badań mikropaleontologicznych pobrano próbki osadów ze stropowych części profili utworów kredy. W większości otworów w osadach oznaczono zespół otwornic przewodnich dla mastrychtu górnego, do których należą: *Bolivinoidea draco draco* (Marsson), *Anomalinoidea pinguis* (Jennings), *Praebulimina imbricata* (Reuss), *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja), *Spiroplectammina suturalis* (Kalinin), *Arenobulimina sphaerica* Marie i *Ataxophragmium obesum* (Reuss). W najwyższej warstwie mastrychtu górnego występuje *Karrereria fallax* Rzehak, którą oznaczono w Luszawie (otw. 20). Rozpoznano tu także gatunki o szerszym zasięgu stratygraficznym, które występują w kampanie, mastrychcie i paleocenie (Łozińska-Stępień i in., 1986).

9. Paleogen

Do paleogenu zaliczono osady eocenu środkowego i górnego. Stropowa część utworów mastrychtu górnego w niektórych profilach osadów prawdopodobnie może należeć do paleocenu dolnego. Sekwencja utworów węglanowo-krzemionkowych o miąższości 4,0 m w otworze Parczew IG 10 i 5,0 m w otworze Wygnanów IG 1 (otw. 9) może być korelowana z osadami paleocenu dolnego

(Leszczyński, 2011). Ze względu na brak badań faunistycznych nie można zweryfikować wieku opisywanych skał.

a. Eocen

Najstarszymi osadami eocenu na obszarze północnej Lubelszczyzny są mułki węglanowe. Opisywane utwory stwierdzono w rowie Sołokiji na Roztoczu (Gaździcka, 1994) oraz w rejonie Kostomłotów nad Bugiem, poza terenem badań i przypisano je do lutetu (Gaździcka, 1997; Giel, 1997; Kasiński, 2019).

Eocen środkowy–górnny

Piaski, mułki glaukonitowe z fosforytami i bursztynami oraz piaskowce zaliczono do formacji z Siemienia. Reprezentują one barton i priabon (Słodkowska, Kasiński, 2016; Kasiński, 2019). Opisywane utwory są wykształcone w postaci piasków i mułków glaukonitowo-kwarcowych ze żwirikami kwarcowymi i fosforytami oraz lokalnie – ilów glaukonitowych lub ilów piaszczystych, wapnistych, z fauną. Miąższość formacji z Siemienia waha się w granicach 1,0–52,0 m (śr. ok. 16 m). Na terenie arkusza wzrasta ona ku północnemu zachodowi (Kasiński, 2019). Pełne profile formacji z Siemienia, które stwierdzono w okolicy Radzyna Podlaskiego (poza terenem arkusza) charakteryzuje trójdzielność litologiczna (Uberna, 1976; Uberna, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977). Na utworach mastrychtu i ich zwietrzelinach występuje lokalnie transgresywna warstwa piasków glaukonitowo-kwarcowych z dobrze obtoczonymi żwirami kwarcowo-fosforytowymi o średnicy ziaren do 2,0 cm (warstwa fosforytonośna). Ku stropowi profilu osadów wielkość ziaren maleje. Opisywane utwory przechodzą w piaski ilaste i wapniste oraz ily, w których miejscami stwierdzono znaczne koncentracje fauny małży *Ostrea* sp. i *Pecten* sp., koralu i mszywiolów oraz okruchy bursztynu, a sporadycznie także drobne ksylity. Środkowy człon sekwencji osadowej stanowi kolejna warstwa fosforytonośna, która jest reprezentowana przez szarozielone piaski glaukonitowo-kwarcowe, pyłowate, z licznymi konkrecjami fosforytowymi o średnicy do 7,0 cm oraz obfitą fauną koralu, mięczaków i otwornic. Najwyższy człon sekwencji osadowej stanowią piaski glaukonitowo-kwarcowe, drobnoziarniste, wapniste, które ku stropowi przechodzą w utwory odwapnione – piaski, mułki i ily z wkładkami gez. We wkładkach gez występują szczątki małży *Ostrea* sp. i *Pecten* sp. oraz kolce jeżowców i igły gąbek. W okolicy Lubartowa (poza terenem arkusza) nie stwierdzono utworów najniższego członu sekwencji osadowej (Mojski i in., 1966; Kosmowska-Ceranowicz i in., 1990). Na większej części terenu arkusza osady eocenu środkowego–górnego występują w podłożu utworów czwartorzędu (tabl. II). Udokumentowano je w większości otworów wiertniczych.

W okolicach Niedźwiady, Górki Lubartowskiej i Leszkowic wykonano kilkaset otworów surowcowych związanych z poszukiwaniem bursztynu. Opisywane utwory występują pod przykryciem piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 2 o miąższości kilkunastu metrów i charakteryzuje je dwudzielność litologiczna. Ich miąższość wynosi od kilku metrów do 13,0 m. W dolnej części profilu omawiane utwory są wykształcone w postaci zielonych mułków z bursztynami i kongrecjami fosforytowymi, natomiast w górnej części – piasków gruboziarnistych. W okolicy Wólki Siemieńskiej strop osadów eocenu stwierdzono na głębokości 2,5 m, a spąg – na 16,7 m. Poniżej w profilu występują margle mastrychtu górnego. W otworze 12 profil utworów rozpoczynają piaski glaukonitowe, które przechodzą w piaskowce, a nad nimi zalegają mułki i piaski. Piaskowce utworzyły się w wyniku lityfikacji, na skutek związania piasków węglanami wapnia, prawdopodobnie wypłukanym z margli mastrychtu. W otworze 19 w Luszawie (przekrój geol. A–B), na głębokości 11,7–16,0 m, stwierdzono piaski kwarcowo-glaukonitowe, mułki i piaski z fosforytami, które występują w spągowej części profilu utworów. Omawianą serię osadów rozpoznano na marglach mastrychtu górnego. Wśród opisywanych utworów, na głębokości 13,5–16,0 m, stwierdzono małże i korale, które reprezentują środowisko morskie. Dokumentują one górnoeocenijski wiek tych osadów. Oznaczono następujące gatunki przewodnie: *Chlamys carinata* (Sowerby), *Ostrea wemmelensis* Glibert, *Ostrea longa* Alexander i *Balanophyllia subirregularis* Sokołow (Mojski i in., 1966). W osadach eocenu środkowego do charakterystycznych gatunków należą m.in.: *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp), *Cordosphaeridium gracile* Eisenack i *Spiniferella cornuta* (Gerlach). W okolicach Firleja i Wólki Mieczysławskiej utwory eocenu środkowego i górnego są reprezentowane przez piaski drobnoziarniste, mułki i ły piaszczyste z niewielką domieszką glaukonitu.

10. Eocen + czwartorzęd

Utwory eocenu środkowego–górnego oraz czwartorzędu nierozdzielone przedstawiono jedynie na przekroju geologicznym C–D.

11. Czwartorzęd

Na obszarze arkusza występują utwory plejstocenu i holocenu. Do plejstocenu zaliczono osady zlodowacenia Narwi, zlodowaceń południowo-, środkowo- i północnopolskich oraz dzielących je interglacjałów augustowskiego, ferdynandowskiego i eemskiego. Na podstawie analizy i korelacji przestrzennej poziomów litostratygraficznych popartej wskaźnikami, które uzyskano z próbek osadów podczas badań laboratoryjnych, palinologicznych, litologiczno-petrograficznych i wieku bezwzględnego utworów metodą OSL uaktualniono podział stratygraficzny utworów. Największą

zmianą w podziale stratygraficznym w stosunku do pierwszego wydania arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b) jest wydzielenie na powierzchni terenu utworów zlodowacenia Sanu 2 (por. rozdz. Wstęp) na skutek przesunięcia w kierunku północnym granicy maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry. Spowodowało to reinterpretację niemal całej stratygrafii osadów plejstocenu. Ponadto zmianie uległa klasyfikacja genetyczna form i utworów, które znajdują się na powierzchni terenu arkusza. Dotyczy ona głównie tarasów kemowych występujących wzdłuż doliny Tyśmienicy, a także bardzo rozległych moren martwego lodu z okresu zlodowacenia Odry, które wyróżniono w pierwszej wersji arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986). Według autorów pierwszego wydania geneza opisywanych form była związana z wytapianiem się licznych brył martwego lodu zlodowacenia Odry. Przy jej określeniu nie wzięli oni pod uwagę procesów fluwialnych oraz krasowych w rozwoju doliny Tyśmienicy. Pewne wątpliwości dotyczą również geometrii wydzielen litologicznych, ale formuła aktualizacji arkusza nie pozwoliła na bardzo dokładną korektę poszczególnych wydzielen. W niniejszym opracowaniu dokonano zmiany przebiegu linii przekroju geologicznego A–B i poprowadzono ją przez dolinę Tyśmienicy. Zmiany wprowadzono na podstawie znajomości geologii regionalnej omawianego terenu, kartowania geologicznego, które wykonano w ramach prac przy aktualizacji arkusza, oraz analizy przekrojów geologicznych. Bardzo przydatne okazały się nowe profile osadów, które pozyskano z rdzeni otworów hydrogeologicznych, badawczych i surowcowych. Utwory czwartorzędu osiągają największą miąższość w poligenetycznej rynnie erozyjnej, która przebiega wzdłuż doliny Wieprza z południa na północ. Jest to rynna polodowcowa, a w niektórych okresach plejstocenu była wykorzystywana przez rzekę Prawieprz. Maksymalna miąższość osadów czwartorzędu wynosi 92,5 m w otworze 23 w Luszawie (przekrój geol. A–B), a w sąsiednich otworach 20 i 21 – odpowiednio 68,2 i 75,5 m. W otworze 65 w Brzezinach, w którym udokumentowano utwory opisywanej rynny, miąższość osadów czwartorzędu wynosi 42,0 m. Na wysoczyźnie wynosi ona średnio około 20–25 m, jedynie w jej północno-wschodniej i wschodniej części waha się w granicach 2,5–10,0 m. W okolicach Leszkowic, Górki Lubartowskiej i Niedźwiady, a także w południowo-wschodniej części terenu arkusza miąższość opisywanych utworów wynosi kilkanaście metrów. Profil osadów czwartorzędu poza rynną jest bardzo niepełny, a poziomy glin zwałowych są nieciągłe i w większości zredukowane. Utrudnia to przeprowadzenie wnikliwej analizy litostratygraficznej opisywanych utworów.

a. Plejstocen

W niniejszym opracowaniu podział stratygraficzny osadów plejstocenu dostosowano do wytycznych z Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 z 2004 r.,

w której wyróżniono zlodowacenia: Narwi, Nidy, Sanu 1 i Sanu 2 oraz dzielące je interglacjalny augustowski, małopolski i ferdynandowski. W pierwszym wydaniu arkusza stwierdzono jedno zlodowacenie południowopolskie, w obrębie którego wydzielono dwa stadiały – dolny i górny. W stadiale dolnym wyodrębniono jeden poziom glin zwałowych, a w górnym – dwa poziomy glin zwałowych. Między glinami zwałowymi stadiałów dolnego i górnego wyróżniono utwory interstadialne – piaski rzeczne i mułki jeziorne. W niniejszym opracowaniu gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego zaliczono do zlodowacenia Narwi, a gliny zwałowe stadiału górnego – do zlodowaceń Nidy (poziom dolny) i Sanu 1 (poziom górny). Gliny zwałowe znajdujące się na powierzchni terenu, które zostały zaliczone przez autorów pierwszego wydania arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b) do stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego są korelowane z osadami zlodowacenia Sanu 2. Piaski rzeczne, które dzielą gliny zwałowe zlodowaceń Narwi i Nidy, są korelowane z utworami interglacjalny augustowskiego. Na podstawie danych z otworów badawczych: 20, 21, 23 i 24 w Luszawie (przekrój geol. A–B), w których udokumentowano osady głębokiej ryny polodowcowej dokonano rozpozniomowania stratygraficznego utworów zlodowaceń południowopolskich. Profile osadów w Luszawie i wyniki badań litologiczno-petrograficznych niektórych serii utworów były przedmiotem wielu publikacji (Mojski, 1968; Rzechowski i in., 1968; Mojski i in., 1969; Rzechowski, 1971, 1974, 1976, 1977, 1979).

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Utwory zlodowacenia Narwi udokumentowano jedynie w otworach 20, 21 i 23 w Luszawie (przekrój geol. A–B).

Gliny zwałowe stwierdzono w otworze 23 w Luszawie, na głębokości 85,2–92,5 m, w którym występują na marglach mastrychtu górnego. Są one reprezentowane przez gliny ilasto-pyłowate, silnie wapniste (zawartość CaCO_3 – 15–20%), z wkładkami mułków i piasków pyłowatych. Wśród minerałów ciężkich stwierdzono znaczną przewagę amfiboli nad granatami, a także podwyższony udział cyrkonów i biotytu. Opisywane utwory zawierają stosunkowo niewiele żwirów. W składzie petrograficznym żwirów występują głównie lokalne mułowce kredy górnej, a wśród otoczków skandynawskich przeważają wapnienie paleozoiku. Średnie wartości współczynników petrograficznych¹ żwirów z glin zwałowych wynoszą: $O/K = 1,30$; $K/W = 0,80$ i $A/B = 1,23$ (Łozińska-Stępień i in., 1986)

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

i charakteryzują litotyp A_1 glin zwałowych stadiału starszego zlodowacenia Narwi dla obszaru dorzecza środkowej Wisły i Bugu (Lisicki, 2003).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe wypełniają najniższą część rynny polodowcowej w otworach 20, 21 i 23 w Luszawie (przekrój geol. A–B). W otworze 23 piaski i żwiry występują na glinach zwałowych zlodowacenia Narwi, a w pozostałych otworach – na marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego. Największa miąższość utworów wodnolodowcowych wynosi 12,0 m w otworze 21. Dolna część osadów wodnolodowcowych jest reprezentowana głównie przez żwiry i głązy z niewielką domieszką piasków gruboziarnistych o wysokiej zawartości CaCO_3 , która w spągu dochodzi do 28,5%. Wśród frakcji żwirowej dominują lokalne skały w postaci gruzu margli kredowych i czeratów. Ponadto stwierdzono liczne żwiry skał skandynawskich ze znacznym udziałem wapieni i doloemitów. Duża ilość źle obtoczonego materiału lokalnego w spągowej części profilu osadów jest prawdopodobnie związana z procesami zboczowymi, które zachodziły na stromych, kredowych zboczach ówczesnej rynny. W górnej części profilu utworów przeważają piaski średnio- i gruboziarniste, słabo wysortowane. Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu waha się w granicach 0,5–0,9, przy czym ku stropowi profilu osadów zaobserwowano wyraźny wzrost obtoczenia. Wśród minerałów ciężkich przeważają granaty nad amfibolami przy podwyższonej ilości cyrkonów, turmalinów i rutylu (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Interglacjał augustowski

Utwory interglacjału augustowskiego są korelowane z osadami interstadiału zlodowacenia południowopolskiego, które wydzielono w pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b).

Mułki i iły jeziorne rozpoznano w otworach 20 i 21 w Luszawie (przekrój geol. A–B), w których występują na piaskach i żwirach wodnolodowcowych zakumulowanych w okresie recesji lądolodu zlodowacenia Narwi. Ich miąższość waha się w granicach 2,0–4,0 m. Opiswane utwory są wykształcone w postaci mułków ilastych i iłów z niewielką domieszką mułków. Zawartość CaCO_3 w tych osadach wynosi od ponad 21% w spągowej części do około 17% w stropowej części ich profilu. Ponadto zaobserwowano również wyraźnie zmniejszającą się ku górze profilu ilość amfiboli i wzrost udziału granatów, cyrkonów, rutylu, turmalinu i staurolitu. Zmiany wapnistości i większa zawartość minerałów odpornych na wietrzenie w górnej części profilu wskazują na ocieplenie się klimatu i odpowiednie warunki do sedymentacji jeziornej lub jeziorno-rozlewiskowej ze znaczną dostawą materiału rzecznoego (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Piaski i żwiry rzeczne wypełniają dolną i środkową część rynny polodowcowej w Luszawie (przekrój geol. A–B). Największa miąższość tych osadów wynosi około 35 m w otworze

23. Miąższość opisywanych utworów w otworach 20 i 21 osiąga odpowiednio 18,0 i 10,0 m. W otworze 23 kompleks osadów jest reprezentowany przez monotonną serię piasków kwarcowych średnio- i drobnoziarnistych, przy czym charakter genetyczno-facjalny utworów zmienia się w profilu pionowym. W spągu profilu przeważają utwory fluwioperyglacjalne, przejściowe od piasków wodnolodowcowych do rzecznych, które ku górze przybierają cechy osadów rzecznych. W stropowej warstwie, na głębokości 43,15–44,15 m, występują bardzo dobrze obtoczone ziarna kwarcu o współczynnik obtoczenia 0,35–0,38. W otworach 20 i 21 omawiany kompleks wykazuje znaczną zmienność cech litologiczno-petrograficznych (Łozińska-Stępień i in., 1986). Występują tu głównie utwory o charakterze przejściowym i nieco grubszym materiale, wśród których dominują piaski średnio- i gruboziarniste, a wapnistość waha się w granicach 0–30%. W otworze 21 stwierdzono także wkładki z podwyższoną ilością żwirów skał lokalnych (margle, mułowce, piaskowce oraz zwietrzałe fosforyty paleogenu). W opisywanych wkładkach materiał piaszczysty jest źle wysortowany, a współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu wynosi aż 1,03 w Luszawie (Łozińska-Stępień i in., 1986). Wymienione cechy prawdopodobnie wskazują na intensywną alimentację z podłoża przy znikomej obróbce wynikającej z transportu wodnego i przemawiają za zboczową genezą osadów rzecznych. Opisywany kompleks wraz z niżej występującymi mułkami i iłami jeziornymi prawdopodobnie reprezentują utwory interglacjalne (Łozińska-Stępień i in., 1986). Do interglacjału augustowskiego można zaliczyć serię osadów piaszczystych, na głębokości 38,0–46,0 m, w otworze 13 w Żurawińcu. Omawiane utwory stwierdzono na mułkach eocenu i prawdopodobnie wypełniają one tę samą formę rynnową, która znajduje się w Luszawie.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Utwory zlodowacenia Nidy są korelowane z osadami dolnej części stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego, które wydzielono w pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b). Autorzy pierwotnej wersji arkusza wyróżnili w stadiale górnym zlodowacenia południowopolskiego dwa poziomy glin zwałowych. W niniejszym opracowaniu poziom dolny należy do zlodowacenia Nidy, a górny – do zlodowacenia Sanu 1.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) wyróżniono w otworach 23 i 24 w Luszawie (przekrój geol. A–B). W pierwszym wydaniu arkusza piaski i żwiry, które stwierdzono w otworze 20 nad osadami rzecznyymi, były korelowane z utworami wodnolodowcowymi pochodzącymi z okresu nasuwania się lądolodu stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego (Łozińska-Stępień i in., 1985b). W niniejszym opracowaniu opisywane utwory w otworze 20 są korelowane z piaskami

i żwirami wodnolodowcowymi górnymi zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. Miąższość osadów wodnolodowcowych w otworach 23 i 24 waha się w granicach 2,0–3,5 m. Opisywane utwory są wykształcone głównie w postaci piasków różnoziarnistych z dużą ilością żwirów. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone, a zawartość CaCO_3 waha się w granicach 7–8%. Wśród minerałów ciężkich przeważają na przemian amfibole i granaty w stosunku 20 do 40% (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Gliny zwałowe udokumentowano w otworach 23 i 24 w Luszawie (przekrój geol. A–B). Ich miąższość waha się od 3,1 m w otworze 23 do 4,25 m w otworze 24. W otworze 24 gliny zwałowe wykazują wyraźną dwudzielność litologiczną, która jest podkreślona warstwą piasków ze żwirami o miąższości 1,0 m. Cechy litogenetyczne glin zwałowych, które występują w wymienionych otworach wiertniczych, są niemal identyczne. Opisywane utwory są wykształcone w postaci glin ilasto-pyłowatych z niewielką ilością żwirów i zawartością CaCO_3 15–21%. Zespół minerałów ciężkich charakteryzuje się równowagą granatów i amfiboli przy podwyższonej ilości cyrkonów – 17–18%, turmalinu – 11–12% i biotytu – 5% (Łozińska-Stępień i in., 1986). Wśród frakcji żwirowej dominują wapienie paleozoiku nad skałami krystalicznymi. Materiał lokalny stanowią margle kredy oraz piaskowce i mułowce neogenu. Średnie wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B glin zwałowych zlodowacenia Nidy w otworach 23 i 24 wynoszą odpowiednio: 1,45–0,73–1,31 i 1,34–0,8–1,18 (Łozińska-Stępień i in., 1986). Wyniki badań petrograficznych opisywanych utworów zinterpretował Lisicki (2003), który wyróżnił dwa typy glin zwałowych w wymienionych otworach i przedstawił ich charakterystykę petrograficzną. Średnie wartości współczynników petrograficznych glin zwałowych w otworze Luszawa 8 (otw. 23) wynoszą: O/K = 2,1; K/W = 0,5 i A/B = 2,1, a w otworze Luszawa 7 (otw. 24) – O/K = 1,08–1,44; K/W = 0,70–1,01 i A/B = 0,90–1,38. W otworze Luszawa 7 (otw. 24) charakteryzują one litotyp D_2 glin zwałowych stadiału młodszego zlodowacenia Nidy, a w otworze Luszawa 8 (otw. 23) – litotyp C_2 glin zwałowych stadiału starszego zlodowacenia Nidy (Lisicki, 2003).

Iły, mułki i piaski zastoiskowe stwierdzono w otworach 21 i 23 w Luszawie (przekrój geol. A–B). W otworze 21 utwory te są wykształcone w postaci mułków i piasków drobnoziarnistych, na głębokości 27,7–40,0 m, a w otworze 23 – piasków pyłowatych i drobnoziarnistych, na głębokości 25,4–36,5 m. W otworze 21 profil osadów rozpoczynają piaski drobnoziarniste z domieszką mułków o wyraźnie rosnącej ku górze wapnistości od 9% do 19%. W zespole minerałów ciężkich granaty znacznie przeważają nad amfibolami przy dużym udziale cyrkonów, epidotu, rutylu i staurolitu, który wynosi 6,9% (Łozińska-Stępień i in., 1986). W środkowej części profilu utworów wzrasta ilość materiału pyłowatego, zawartość cyrkonów wynosi 15,2%, a amfiboli – 14%. Mułki piaszczyste występują od głębokości 35,0 m i przechodzą w mułki ilaste o znacznej zawartości

CaCO₃, która wynosi ponad 30% w stropowej części profilu osadów. Wśród minerałów ciężkich nadal dominują granaty nad amfibolami przy wysokim udziale turmalinu, cyrkonów, rutyłu, a także biotyту i chlorytów. W całym profilu serii zastoiskowej występują słabo obtoczone ziarna kwarcu, których współczynnik obtoczenia waha się w granicach 0,80–0,94 (Łozińska-Stępień i in., 1986). Opisywane utwory w pierwszym wydaniu arkusza były korelowane z osadami z okresu transgresji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego (Łozińska-Stępień i in., 1985b).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) rozpoznano w otworach 21 i 24 w Lusza-wie (przekrój geol. A–B). Pochodzą one z topnienia lądolodu zlodowacenia Nidy. W pierwszej wersji arkusza opisywane utwory były korelowane z piaskami i piaskami ze żwirami wodnolodowcowymi środkowymi stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego i miały znacznie szersze rozprze-strzenie (Łozińska-Stępień i in., 1985b). W niniejszym opracowaniu dolną część osadów wodnolodowcowych zaliczono do zlodowacenia Nidy, a górną – do zlodowacenia Sanu 2. Miąższość omawianych utworów wynosi od 5,0 m w otworze 24 do 11,0 m w otworze 21. Osady wodnolodowcowe są przykryte glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1. Wśród frakcji żwirowej przeważają zwietrza-łe skały krystaliczne z niewielką domieszką piaskowców i kwarcu północnego. W materiale lokal-nym dominują żwiry kredy górnej i paleogenu (fosforyty, piaskowce, mułowce i otoczaki kwarcu). W mniejszej ilości występują margle i wapienie kredowe. Omawiane utwory są wykształcone głów-nie w postaci piasków grubo-, średnio- i różnoziarnistych o bardzo słabym wysortowaniu. Zawartość CaCO₃ waha się w granicach 10–26%, zwykle wynosi 15–20%. Ziarna kwarcu są źle obtoczone, ale miejscami występują wkładki ziaren o względnie dobrym stopniu obtoczenia. W zespole minera-łów ciężkich amfibole zazwyczaj przeważają nad granatami (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Zlodowacenie Sanu 1

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) wyróżniono w Serocku (otw. 45) i Stocz-ku (otw. 5, przekrój geol. A–B). Ponadto stwierdzono je w Żurawińcu (otw. 13), Firleju (otw. 39) i Przypisówce (otw. 63). W otworze 45 w Serocku opisywane utwory występują pod glinami zwało-wymi zlodowacenia Sanu 1, natomiast w otworze 5 w Stoczku stwierdzono je pod ilami, mułkami i piaskami zastoiskowymi zlodowacenia Sanu 1. Miąższość osadów wodnolodowcowych waha się w granicach 2,0–5,5 m. W otworze 45 omawiane utwory występują na marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego, a w otworze 5 – na osadach eocenu środkowego i górnego (przekrój geol. A–B). W Firleju (otw. 39) i Przypisówce (otw. 63) utwory wodnolodowcowe leżą na osadach zastoiskowych zlodowacenia Nidy. Opisywane utwory są słabo wysortowane oraz zawierają żwiry skał lokalnych i skandynawskich. Zawartość CaCO₃ wynosi kilkanaście procent.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe w otworze 5 w Stoczku występują pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1 (przekrój geol. A–B). Osady zastoiskowe są wykształcone jako szare ily oraz czarne i białe piaski, o miąższości 3,4 m. Stwierdzono je także w Firleju (otw. 39) i Serocku (otw. 41), w których są reprezentowane przez piaski i mułki o miąższości odpowiednio 4,0 i 6,0 m. Opisywane utwory w wymienionych otworach występują na osadach kredy. Mułki, które stwierdzono w otworze 13 w Żurawińcu, na głębokości 26,0–28,0 m, można korelować z utworami zlodowacenia Sanu 1.

Gliny zwałowe udokumentowano w: Stoczku (otw. 5), Stójce (otw. 11), Luszawie (otw. 19, 21 i 24) i Serocku (otw. 45) (przekrój geol. A–B). Ich miąższość wynosi od 2,0 m w Luszawie (otw. 19) i Serocku (otw. 45) do 11,0 m w Stójce (otw. 11). Ponadto w Tarle-Kolonii (otw. 91) stwierdzono poziom glin zwałowych o miąższości 10,0 m, który występuje na marglach mastrychtu. W Stójce (otw. 11) gliny zwałowe rozpoznano również na utworach mastrychtu. Do badań litologicznych i petrograficznych pobrano próbki osadów z rdzeni otworów wiertniczych 21 i 24 w Luszawie oraz otworu 45 w Serocku. Zespół minerałów ciężkich wykazuje dużą zmienność, ale charakteryzuje się podwyższoną ilością piroksenów i biotyту (Łozińska-Stępień i in., 1986). Zawartość CaCO_3 kształtuje się podobnie we wszystkich profilach osadów i waha się w granicach 10–18% (śr. 15%). Obtoczenie ziaren kwarcu jest silnie zróżnicowane od skrajnie złego (współczynnik obtoczenia wynosi 0,92) do bardzo dobrego (współczynnik obtoczenia wynosi 0,40). W glinach zwałowych obecność znacznej ilości ziaren obtoczonych świadczy o konserwującej działalności lodu w stosunku do drobnego materiału klastycznego (Rzechowski, 1981). Zawartość frakcji żwirowej w opisywanych utworach jest bardzo niska. Wśród żwirów dominują otoczaki pochodzenia skandynawskiego, głównie skał krystalicznych, rzadziej wapieni paleozoiku. Średnie wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B glin zwałowych, na głębokości 11,65–16,7 m, w otworze 24 wynoszą odpowiednio: 0,89–1,28–0,74. Wyniki badań petrograficznych korelują się dobrze z danymi, które uzyskano w badaniach poziomów morenowych w Ferdynandowie i Sernikach (poza obszarem arkusza; Rzechowski, Gronkowska, 1964; Rzechowski, 1966, 1967; Rzechowski i in., 1968), gdzie najmłodsze gliny zwałowe zlodowacenia południowopolskiego są przykryte udokumentowanymi paleobotanicznie osadami interglacjału ferdynandowskiego (Janczyk-Kopikowa, 1980; Janczyk-Kopikowa i in., 1980; Łozińska-Stępień i in., 1986).

Wyniki badań petrograficznych glin zwałowych w otworze 24 w Luszawie zinterpretował Lisicki (2003). Średnie wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B glin zwałowych wynoszą odpowiednio: 0,5–1,4–0,7 i charakteryzują lokalny litotyp E_2 glin zwałowych stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 (Lisicki, 2003).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) stwierdzono w: Luszawie (otw. 20), Firleju (otw. 37) i Serocku (otw. 42) (przekrój geol. A–B) oraz Firleju (otw. 39) i Leszkowicach (otw. 46). W pierwszym wydaniu arkusza opisywane utwory wyróżniono również w dolinie Wieprza (Łozińska-Stępień i in., 1985b). W niniejszym opracowaniu osady te zinterpretowano jako piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacjalne zlodowacenia Odry (faza postojowa Warty), ponieważ dolina Wieprza prawdopodobnie utworzyła się w fazie kataglacjalnej tego zlodowacenia. W otworze 20 w Luszawie utwory wodnolodowcowe są reprezentowane przez piaski i żwiry wodnolodowcowe górne zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. W pierwszym wydaniu arkusza autorzy korelowali je z piaskami i piaskami ze żwirami wodnolodowcowymi dolnymi stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego (Łozińska-Stępień i in., 1985b). W okolicy Firleja opisywane utwory osiągają miąższość około 10 m i występują na osadach eocenu środkowego–górnego (przekrój geol. A–B). W otworze 20 w Luszawie osady wodnolodowcowe, na głębokości 44,0–51,5 m, wypełniają środkową część głębokiej rynny polodowcowej. W opisywanych utworach przeważają piaski gruboziarniste z dużą zawartością żwirów i głazów. Wśród frakcji żwirowej występuje zarówno materiał skandynawski, jak i znaczna ilość słabo obtoczonych żwirów mastrychtu, przy czym ich proporcje są bardzo zmienne i zależą od warunków lokalnych. Ku górze profilu osadów udział materiału gruboklastycznego maleje. Dominują piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami, źle wysortowane. Zawartość CaCO₃ w utworach wodnolodowcowych waha się od kilkunastu procent do 2,6% (otw. 42). Ziarna kwarcu są słabo obtoczone. Skład minerałów ciężkich jest znacznie zróżnicowany – amfibole zdecydowanie przeważają nad granatami, a miejscami występuje podwyższona ilość turmalinu, epidotu i cyrkonów, co wskazuje na silną alimentację z lokalnego podłoża (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Interglacjał ferdynandowski

Osady jeziorne interglacjału ferdynandowskiego udokumentowano m.in. w Sosnowicy (Dolecki i in., 1987, 1990) około 25 km od wschodniej granicy omawianego terenu oraz w Podludowie i Ferdynandowie (Żarski i in., 2009) około 20 km od północno-zachodniego naroża obszaru arkusza. Utwory interglacjału ferdynandowskiego rozdzielają osady zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. W pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b) w kilku otworach wiertniczych wyróżniono utwory jeziorne interglacjału mazowieckiego, które w niniejszym opracowaniu są korelowane z osadami interglacjału ferdynandowskiego.

Torfy oraz mułki i ily jeziorne. W otworze 38 w Firleju pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 2, na głębokości 6,0 m, stwierdzono torfy zailone z wkładkami iłów, które zaliczono do interglacjału ferdynandowskiego. W otworze w Górcie Lubartowskiej w pierwszym

wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b) stwierdzono serię mułków z przewarstwieniami torfów, które można korelować z utworami interglacjału ferdynandowskiego. Opisywanego otworu nie uwzględniono w niniejszym opracowaniu, ponieważ nie figuruje w żadnej z baz otworów wiertniczych. W wielu nowych otworach wiertniczych z opracowań surowcowych między Leszkowicami, Niedźwiadą i Górką Lubartowską rozpoznano utwory biogeniczne, które występują na osadach eocenu, a pod piaskami plejstocenu. W otworze 71 niedaleko Leszkowic poniżej piasków i żwirów wodnolodowcowych, o miąższości 16,0 m, stwierdzono torfy o miąższości 2,0 m, a pod nimi ciemnoszare mułki o miąższości 2,0 m, które występują na mułkach glaukonitowych z bursztynami. Osady biogeniczne ewentualnie można korelować z utworami interglacjału ferdynandowskiego. Opisywane osady prawdopodobnie mogą reprezentować również utwory paleogenu lub neogenu.

Zlodowacenie Sanu 2

Utwory zlodowacenia Sanu 2 występują na powierzchni terenu i tworzą jego strefę przypowierzchniową. W pierwszym wydaniu arkusza osady te były korelowane z utworami zlodowacenia środkowopolskiego (Łozińska-Stępień i in., 1985b).

Piaski i żwiry rzeczno-peryglacjalne wyróżniono w Firleju (otw. 37) i Serocku (otw. 42) (przekrój geol. A–B). Stwierdzono je również w Przypisówce (otw. 63). W otworze 63 występują piaski o miąższości 25,0 m, które przechodzą w mułki o miąższości 5,0 m. W otworach 37 i 42 opisywane utwory rozpoznano na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 1. Mojski (1984) zaliczył je do utworów wodnolodowcowych stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego, a wcześniej wiązał, razem z autorami pierwszego wydania arkusza, z interglacjałem mazowieckim. Badacze zaznaczyli, że ich wiek jest jedynie przypuszczalny (Łozińska-Stępień i in., 1985b). Miąższość osadów rzeczno-peryglacjalnych wynosi 6,5 m. Opisywane utwory są wykształcone w postaci piasków średnio- i drobnoziarnistych z niewielką ilością żwirów w spągu. Na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych próbek osadów, które pobrano z rdzenia otworu wiertniczego 42 wykazano ich genezę rzeczną (Rzechowski, 1981). Opisywane utwory charakteryzuje dobre i umiarkowane wysortowanie, bardzo dobre obtoczenie ziaren kwarcu (współczynnik obtoczenia wynosi 0,20–0,34) oraz niska, a przy tym zmienna wapnistość. W składzie minerałów ciężkich zdecydowanie przeważają granaty (37,1–43,0%) nad innymi minerałami, przy znacznej ilości turmalinu (16,2%) i staurolitu (12,1%) (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Mułki, iły i piaski zastoiskowe (dolne) stwierdzono w Ostrówku-Kolonii (otw. 28, przekrój geol. A–B), Firleju (otw. 37) i Serocku (otw. 42). W otworze 37 i 42 miąższość tych osadów waha się w granicach 4,0–5,0 m. Opisywane utwory występują tu pod glinami zwałowymi

złodowacenia Sanu 2. W otworze 28 w Ostrówku-Kolonii osady zastoiskowe rozpoznano na utworach eocenu, a pod piaskami i żwirami wodnolodowcowymi dolnymi złodowacenia Sanu 2 (przekrój geol. A–B). Osady zastoiskowe wyróżniono również w otworze 8 w Dębicy, w którym poziom mułków, na głębokości 5,2–7,0 m, o miąższości niemal 2,0 m, rozdziela dwa poziomy glin zwałowych złodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. W Tarkawicy (otw. 7) i Żurawińcu (otw. 13) mułki o miąższości odpowiednio 5,0 i 6,0 m rozdzielają serie utworów wodnolodowcowych górnych złodowacenia Sanu 1 i dolnych złodowacenia Sanu 2. W otworach 7 i 13 nie stwierdzono poziomów glin zwałowych. W okolicach Amelina, Stójki i Stoczka opisywane utwory występują blisko powierzchni terenu pod glinami zwałowymi lub brukiem erozyjnym. W nieczynnej glinianie w Amelinie osady zastoiskowe są wykształcone w postaci niebieskoszarych iłó w ze słabo widocznym warstwowaniem. Utwory te są przykryte warstwą żwirów i głazów pochodzenia skandynawskiego, wśród których dominują skały krystaliczne i piaskowce kwarcytowe, o miąższości 0,2–0,7 m. Opisywane żwiry i głazy stanowią pozostałość po zerodowanych glinach zwałowych, co wykazano na podstawie wyników badań ich składu petrograficznego (Rzechowski, 1981). Miąższość osadów zastoiskowych jest znaczna na omawianym obszarze. W otworze 4 w Stoczku wynosi ona 17,4 m (Łozińska-Stępień i in., 1986). Opisywane utwory występują w tym otworze na głębokości 1,6–19,0 m, ale ich pozycja stratygraficzna nie jest pewna. Osady zastoiskowe przechodzą w ily eocenu. Podobna sytuacja geologiczna występuje w otworze 65 w Brzezinach, w którym mułki stwierdzono na głębokości 4,0–42,0 m. Być może są one zaburzone glacitektonicznie lub stanowią różnowiekową serię osadów, która występuje na piaskach eocenu. Opisywane utwory odsłaniają się w Brzezinach w skarpie doliny Wieprza. Do badań litologiczno-petrograficznych pobrano próbki osadów zastoiskowych z rdzenia otworu wiertniczego 42 w Serocku i odsłonięcia w skarpie doliny Wieprza w Brzezinach. W otworze 42, na głębokości 1,05–6,15 m, występuje warstwa iłó w o wyraźnej laminacji typu warwowego. Opisywane ily przechodzą ku stropowi w mułki ilaste z domieszką frakcji piaskowej. Zawartość CaCO_3 waha się od około 11% w spągu do 4,5% w stropie profilu osadów (Łozińska-Stępień i in., 1986). W składzie minerałów ciężkich amfibole przeważają nad granatami, a ponadto w Brzezinach stwierdzono podwyższoną ilość biotyту i chlorytów. Na podstawie struktury i tekstury omawianych utworów wykazano ich genezę zastoiskową.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) tworzą jednolity pokład od Ostrówka-Kolonii (otw. 28) do Stójki (otw. 10, przekrój geol. A–B). Miąższość tych osadów wynosi około 10 m. Omawiane utwory występują pod piaskami i żwirami wodnolodowcowymi górnymi lub glinami zwałowymi złodowacenia Sanu 2. Stwierdzono je na osadach eocenu środkowego–górnego, utworach zastoiskowych złodowacenia Sanu 2 lub glinach zwałowych złodowacenia Sanu 1.

Ze względu na brak otworów dokumentujących interpretacja jest przypuszczalna, ale wzięto pod uwagę profile otworów znajdujące się w pobliżu. Pozycja stratygraficzna utworów wodnolodowcowych również nie jest pewna. Mogą to być piaski i żwiry wodnolodowcowe górne zlodowacenia Sanu 1 lub miejscami piaski i żwiry wodnolodowcowe górne zlodowacenia Sanu 2 o większej miąższości niż te, które przedstawiono na przekroju geologicznym A–B. Opisywane utwory stwierdzono również w Firleju (otw. 37) i Serocku (otw. 42), gdzie występują pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 2. Osady wodnolodowcowe mogą występować także w Tarkawicy (otw. 7), Żurawińcu (otw. 13) i Serocku (otw. 18), gdzie stwierdzono utwory piaszczyste o znacznej miąższości nieprzedzielone poziomami osadów glacialnych. Omawiane osady odsłaniają się w skarpie doliny Wieprza. Stwierdzono tu serię piasków warstwowych przekątnie o miąższości 5,0–6,0 m, która jest gdzieś przykryta cienką pokrywą glin zwałowych o miąższości do 2,0 m, a miejscami brukiem erozyjnym. Wśród frakcji żwirowej dominują skały skandynawskie. Opisywane utwory zawierają CaCO_3 .

Gliny zwałowe tworzą izolowane płyty i występują dość powszechnie na terenie arkusza. Stwierdzono je w Firleju (otw. 37) i Serocku (otw. 42) (przekrój geol. A–B). Opisywane utwory wykazują duży stopień zwietrzenia i często występują na nich cienkie pokrywy pyłowe ze żwirami. Płyty glin zwałowych stwierdzono niedaleko: Stójki, Wygnanowa, Dębicy, Lipniaka, Żurawińca i Ostrówka-Kolonii w północnej części obszaru arkusza. Występują one również w pobliżu Łukówca, Firleja i na południe od tej miejscowości, a także niedaleko Tarła i Brzeźnicy Bychawskiej. W pozostałych częściach terenu arkusza gliny zwałowe zostały zniszczone w wyniku procesów erozyjnych. Miąższość glin zwałowych waha się w granicach 1,0–13,0 m, zwykle wynosi 4,0–5,0 m. Znaczną miąższość omawianych utworów stwierdzono w okolicach Ostrówka-Kolonii (otw. 29), gdzie wynosi 10,0 m; Antoniówki (otw. 33 i 34) – 13,0 m; Serocka (otw. 41) – 12,0 m i Woli Lisowskiej (otw. 88 i 89) – 11,0 m. Gliny zwałowe są przeważnie piaszczyste i pyłowate, a miejscami z piaskami i żwirami gliniastymi. Zawartość frakcji żwirowej na ogół jest niewielka. W składzie petrograficznym skały krystaliczne (70–80%) znacznie przeważają nad skałami węglanowymi, co świadczy o silnych procesach wietrzeniowych (Łozińska-Stępień i in., 1986). Skład żwirów nie pozwala na przeprowadzenie badań petrograficznych, które umożliwiłyby obliczenie wartości współczynników petrograficznych. Gliny zwałowe w północnej części terenu arkusza są przykryte osadami piaszczystymi, które według autorów pierwszego wydania arkusza mają genezę fluwioglacjalną (Łozińska-Stępień i in., 1986). Według autora niniejszego opracowania większość opisywanych utworów prawdopodobnie ma genezę zwietrzelinową.

Piaski i żwiry lodowcowe występują na powierzchni terenu w północno-zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza, m.in. w okolicach Górki i Czerwonki Poleśnej oraz

na północ od Leszkowic w środkowej części terenu arkusza. Osady te są bardzo zróżnicowane granulometrycznie ze znaczną przewagą piasków gruboziarnistych, często zaglinionych oraz ze żwirami skał skandynawskich i lokalnych. Opisywane utwory cechuje źle wyselekcjonowany materiał i bezładne ułożenie ziaren. W przystropowej części profilu osadów występują głazy o średnicy dochodzącej do 20,0 cm. Największa miąższość utworów lodowcowych wynosi 2,0 m w otworze 10 i odsłonięciu w Górcie (śr. 1,0–1,5 m). Omawiane osady stanowią odmianę facjalną glin zwałowych (Łozińska-Stępień i in., 1986). W wyniku prac kartograficznych utwory lodowcowe wyróżniono również na powierzchni terenu w okolicach: Wólki Siemieńskiej, Klementynowa, Brzeźnicy Książęcej i Stójki (otw. 10, przekrój geol. A–B).

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej tworzą silnie zdenudowane wzniesienia w okolicach Żurawińca i Kamienowoli. W pobliżu Żurawińca występuje najbardziej wyraźna forma o podłużnym kształcie oraz stromych zboczach, które osiągają wysokość względną około 7 m i długość około 500 m. Dłuższa oś tej formy ma przebieg północny zachód–południowy wschód. Do opisywanej formy przylega wydma od południowo-wschodniej strony. W odsłonięciu jest widoczna warstwa żwirów o miąższości 5,0 m. W jego stropie występuje warstwa masywnych piasków, żwirów i pyłów, o miąższości około 40 cm, która została przekształcona peryglacjalnie, a pod nią stwierdzono poziom żwirów masywnych z przeważającą ilością margli kredowych, o miąższości 20,0 cm. Zasadniczą część odsłonięcia tworzą piaski różnoziarniste ze żwirami, warstwowane przekątnie, z laminami piasków drobno- i średnioziarnistych o miąższości do kilku centymetrów. W okolicy Kamienowoli formy akumulacji szczelinowej występują również w postaci wałów, o długości około 100–300 m, które nieznacznie wznoszą się około 1–2 m nad powierzchnię otaczającego terenu. Opisywane wały tworzą piaski różnoziarniste z przewagą średnio- i gruboziarnistych oraz ze znacznym udziałem materiału żwirowatego i gładzowego, szczególnie w przystropowej części profilu osadów. W omawianych utworach zaobserwowano warstwowania poziome i przekątne (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Piaski i żwiry moren martwego lodu tworzą kilka niewielkich, bardzo silnie zdenudowanych wzniesień w okolicach Kamienowoli, Stójki i Tarła. W okolicy Stójki, w stropowej części niewielkiego odsłonięcia są widoczne masywne piaski ze żwirami. Poniżej w profilu utworów odsłaniają się piaski średnioziarniste z przewarstwieniami piasków gliniastych, pyłów i piasków ze żwirami masywnymi.

Autorzy pierwszego wydania arkusza wyróżnili moreny martwego lodu, o powierzchni kilku kilometrów kwadratowych, niedaleko Wólki Siemieńskiej i Nadziei przy wschodniej granicy omawianego terenu (Łozińska-Stępień i in., 1986). Są to płaskie powierzchnie osadów piaszczysto-

-żwirowatych, miejscami urozmaicone zagłębieniami bezodpływowymi. Prawdopodobnie, według autorów utwory wytapiały się z brył martwego lodu na takiej samej zasadzie jak powstają gliny zwałowe z wytopienia. Jednocześnie podkreślali oni, że są one utworzone głównie z piasków różnoziarnistych. Doszło do pomylenia osadów z formą. Badacze tłumaczyli drobne zagłębienia o genezie termokrasowej również jako efekt wytopienia się brył martwego lodu. Podporządkowali to koncepcji glacialnej powstania doliny Tyśmienicy i jej bezpośredniego otoczenia. Autorzy niniejszego opracowania nie znajdują uzasadnienia dla opisywanej koncepcji. Według autorów pierwszego wydania arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) w otworze 12 w Wólce Siemieńskiej, zlokalizowanym na morenie martwego lodu, profil osadów rozpoczynają piaski i piaskowce eocenu (na głęb. 2,5–16,7 m), które ku górze przechodzą w ily (na głęb. 1,5–2,5 m), a nad nimi występują piaski drobnoziarniste (na głęb. 0,0–1,5 m). Poniżej w profilu utworów stwierdzono osady kredy. Na podstawie profilu otworu 12 wykazano, że autorzy nie wzięli pod uwagę wszystkich faktów przy klasyfikacji genetycznej omawianych utworów.

Piaski, mułki i żwiry kemów rozpoznano jedynie w dwóch silnie zdenudowanych wzgórzach niedaleko Antoniówki. W formie położonej bardziej na wschód, w stropowej części dwóch nieczynnych odsłoneń są widoczne piaski pyłowate, a w spągowej – ze żwirami o średnicy do 0,5 m. Poniżej w profilu, do głębokości 2,0, występują piaski średnio- i drobnoziarniste, miejscami z pojedynczymi żwirami.

Autorzy pierwszego wydania arkusza, wszystkie niewielkie, piaszczyste wzniesienia w dolinie Tyśmienicy zinterpretowali jako kemy (Łozińska-Stępień i in., 1986). Kemy wyróżniono również na torfowisku niedaleko stanowiska Karczunek oraz na wysoczyźnie w pobliżu Stójki. Bardzo rozległe tarasy kemowe stwierdzono po zachodniej i wschodniej stronie doliny Tyśmienicy, niedaleko miejscowości Jezioro, a także w Tarkawicy i Dębicy w północno-zachodniej części omawianego terenu. Taka interpretacja wynikała z założenia, że dolina Tyśmienicy powstała na skutek wytapiania się brył martwego lodu, a na kontakcie lodu i wysoczyzny tworzyły się tarasy kemowe, natomiast po wytopieniu lodu w dnie doliny powstawały kemy. Według Łozińskiej-Stępień i innych (1986) przegłębienia w dnie doliny poniżej osadów biogenicznych także utworzyły się w wyniku wytapiania się brył martwego lodu. Według analizy sytuacji geologicznej na omawianym terenie nie stwierdzono lądolodu zlodowacenia Odry. Dolina Tyśmienicy ma założenia fluwialne jak większość dolin, a pagórki w dnie doliny są utworzone z piasków drobnoziarnistych rzecznych zlodowacenia Wisły, natomiast przegłębienia w dnie doliny mają genezę krasową. W otworze Parczew IG 8 (otw. 6) w miejscowości Jezioro, w dolinie Tyśmienicy do utworów plejstocenu należą jedynie piaski drobnoziarniste o miąższości 5,0 m, natomiast poniżej występują margle i kreda pisząca mastrychtu górnego.

Materiał żwirowaty i głązy stwierdzono jedynie w okolicy miejscowości Jezioro (Kolonia Pozajezierze), w dolinie Tyśmienicy. Prawdopodobnie, tworzą one powierzchnię erozyjną po poziomie glacialnym, ale nie ma ona związku z rozwojem doliny. Podsumowując, piaski, które tworzą niewielkie wzniesienia mają genezę fluwialną i pochodzą z okresu zlodowacenia Wisły, natomiast opisywane tarasy kemowe są tarasami erozyjno-akumulacyjnymi (rzeczno-peryglacialnymi) ze schyłku zlodowacenia Odry. W pobliżu Stójki na wysoczyźnie nie stwierdzono kemów, które wyróżniono w pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986). Są to płaskie powierzchnie zbudowane z glin zwałowych lub ich zwietrzelin. W jednym miejscu występują piaski pyłowate i drobnoziarniste, które zaliczono do utworów zastoiskowych zlodowacenia Sanu 2.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) tworzą większą część powierzchni terenu arkusza. Występują one w północnej i miejscami w południowej części omawianego obszaru. Utworom tym odpowiadają piaski ze żwirami wodnolodowcowe górne zlodowacenia środkowopolskiego z pierwszego wydania arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b). Osady te stwierdzono na wysoczyźnie, gdzie były osadzane przez wody topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2 w formie stożków napływowych oraz w głębokich rynnach (przekrój geol. A–B). Miąższość opisywanych utworów na wysoczyźnie wynosi średnio od kilku do kilkunastu metrów.

W Serocku (punkt dok. 4), na wschód od Firleja, znajduje się odsłonięcie piasków i żwirów, z którego pobrano próbkę piasków drobnoziarnistych (na głęb. 3,0 m) do oznaczenia ich wieku bezwzględnej metodą OSL. Otrzymany wiek próbki piasków wynosi 380 ± 140 ka (Palczewski, 2020) i koreluje się go ze zlodowaceniem Sanu 2 (400–472 ka). W Wólce Siemieńskiej (punkt dok. 2) z niewielkiego odsłonięcia piasków i żwirów (na głęb. 1,8 m) także pobrano próbkę do oznaczenia ich wieku bezwzględnej metodą OSL. Otrzymany wiek próbki piasków wynosi 340 ± 84 ka (Palczewski, 2020). Po uwzględnieniu zakresu błędów wiek ten może być korelowany ze schyłkiem zlodowacenia Sanu 2. Niemal identyczny wiek datowania piasków, który wynosi 340 ± 80 ka, uzyskano z próbki osadów pobranej z odsłonięcia w Dębicy (punkt dok. 1), znajdującego się na północ od Tarkawicy (Palczewski, 2020). Piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości zwykle kilkunastu metrów stwierdzono na osadach bursztynonośnych eocenu środkowego–górnego w okolicach Leszkowic, Górki Lubartowskiej i Niedźwiady. Wypełniają one obniżenie, dobrze widoczne na hipsometrycznym modelu terenu, które rozciąga się niemal od doliny Wieprza, przez: Firlej, Leszkowice, Niedźwiadę, Brzeźnicę Leśną i stanowisko Karczunek w kierunku doliny Tyśmienicy. Wzdłuż linii opisywanego obniżenia występują jeziora Kunów (termokrasowe), które znajduje się tuż za zachodnią granicą obszaru arkusza i Firlej (krasowe) oraz zagłębienia wypełnione torfami niedaleko Brzeźnicy Leśnej. Prawdopodobnie, z tego względu w okolicy Leszkowic profil utworów plejstocenu jest

bardzo zredukowany. Największa miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi 30,0 m w otworze 20, w rynn timerze w Luszawie (przekrój geol. A–B). W otworze 25, w drugiej rynn timerze miąższość opisywanych utworów osiąga 26,5 m (przekrój geol. A–B). Osady wodnolodowcowe zinterpretowano na podstawie profili otworów wiertniczych w Sernikach, w dolinie Wieprza (ark. Lubartów SMGP – Łozińska-Stępień i in., 1985a). W omawianych otworach rynn timerze polodowcową ze zlodowacenia Sanu 2 wypełniają utwory jeziorne interglacjału mazowieckiego, które udokumentowano palinologicznie. Osady jeziorne osiągają miąższość 30,0 m i niemal sięgają powierzchni terenu. Opisywana rynn timerze nie została wypełniona utworami wodnolodowcowymi. Rynn timerze polodowcowa z obszaru arkusza Lubartów SMGP (Łozińska-Stępień i in., 1985a) kontynuuje się wzdłuż doliny Wieprza także na omawianym terenie. Osady wodnolodowcowe są wykształcone głównie w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych z niewielkim udziałem frakcji żwirowej. Wykazują one warstwowanie równoległe, skośne i krzyżowe. W odsłonięciach w Dębicy, Stoczku i Tarle w obrębie opisywanych utworów, do głębokości 2,0 m, zaobserwowano częste, regularne, rdzawe smugowania poziome ze zwiększoną zawartością frakcji żwirowej. Przypuszczalnie, piaski i żwiry wodnolodowcowe górne mają charakter osadów sandrowych, które pochodzą z dalszego obszaru (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Mułki, iły i piaski zastoiskowe (górne) wyróżniono w otworach 20 i 23 w Luszawie, a ich miąższość wynosi odpowiednio 4,7 i 6,5 m. Występują one nad piaskami i żwirami wodnolodowcowymi górnymi zlodowacenia Sanu 2, a pod osadami fluwioperyglacjałnymi zlodowacenia Odry. Autorzy pierwszego wydania arkusza włączyli opisywane utwory do piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych górnych stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (Łozińska-Stępień i in., 1985b). Osady zastoiskowe występują na powierzchni terenu w okolicach Amelina i Stójki w północno-wschodniej części obszaru arkusza. W pierwszym wydaniu arkusza utwory z okolicy Amelina były interpretowane jako piaski, mułki i iły zastoiskowe stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (Łozińska-Stępień i in., 1985b).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

W obecnych podziałach chronostratygraficznych zlodowaceń środkowopolskich przyjmuje się, że zlodowacenie Warty jest najmłodszą jednostką zlodowacenia Odry i ma jedynie rangę stadiału (Lindner, Marks, 2012).

Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacjałne stwierdzono po obu stronach doliny rzeki Tyśmienicy i jej dopływów (por. w opisie wydzielenia osadów kemów zlodowacenia Sanu 2). W niniejszym opracowaniu przyjęto fluwialną koncepcję genezy i rozwoju doliny

Tyśmienicy. Autorzy pierwszego wydania arkusza w opisywanych miejscach wyróżnili piaski i żwiry tarasów kemowych (Łozińska-Stępień i in., 1985b). Utwory rzeczno-peryglacialne odsłaniają się także na powierzchni terenu niedaleko Luszawy (przekrój geol. A–B). Ponadto osady te rozpoznano w dnach dolin Wieprza i Tyśmienicy, w których są przykryte przez piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych zlodowacenia Wisły, a nad nimi występują aluwia lub torfy holocenu (przekrój geol. A–B). W niniejszym opracowaniu przyjęto, że obecne doliny Tyśmienicy i Wieprza uformowały się po wycofaniu się lądolodu zlodowacenia Odry ze strefy marginalnej w okolicy Siedlec. W pierwszej fazie doszło do poszerzenia dolin, a następnie ich wcięcia do głębokości około 15 m. Miąższość osadów w dolinie Wieprza wynosi około 7–8 m, a w dolinie Tyśmienicy – około 3–7 m, natomiast na tarasach erozyjno-akumulacyjnych w okolicach Stoczka i Luszawy – około 7–8 m. Pod opisywanymi utworami w okolicach stanowiska Karczunek i Brzeźnicy Książęcej, w osadach wapiennych mastrychtu rozwijały się procesy krasowe, w wyniku których powstał szereg obniżeń i zagłębień bezodpływowych pod lejami krasowymi. Taki typ procesów określa się jako kras zakryty. W otworze Kolechowice 30 (otw. 60) w Brzeźnicy Książęcej udokumentowano jedynie warstwę piasków drobnoziarnistych o miąższości 5,0 m, która występuje na marglach mastrychtu górnego. Krawędzie tarasów erozyjno-akumulacyjnych są bardzo łagodne i słabo zaznaczają się w morfologii terenu. W opisywanych utworach dominują piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką materiału żwirowatego w przystropowej części profilu utworów. W stropie osadów wzrasta udział piasków pyłowatych i pyłów, które wykazują warstwowanie poziome. Litologicznie opisywane utwory zostały słabo rozpoznane, ze względu na niewielką liczbę odsłonień (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Interglacjał eemski

Torfy oraz gytie i mułki jeziorne stwierdzono w pobliżu stanowiska Karczunek we wschodniej części terenu arkusza. Osady te wypełniają paleozbiornik, który zajmował zachodnią, najgłębszą strefę rozległego zagłębienia bezodpływowego. W otworze 59, na głębokości 7,5 m, rozpoznano mułki jeziorne o miąższości 0,3 m, które występują na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 2. Nad mułkami jeziornymi stwierdzono serię osadów organogenicznych interglacjału eemskiego. Rozpoczynają ją torfy, na głębokości 6,8–7,5 m, dobrze rozłożone z niecałkowicie sfosylizowanymi tkankami roślin. Powyżej w profilu występują gytie drobnodetrytyczne z dużą ilością CaCO_3 i fauną mięczaków, które ku stropowi przechodzą w gytie grubodetrytyczne z fragmentami słabo rozłożonych tkanek roślinnych. Maksymalna miąższość gytii wynosi 3,6 m. Serię utworów organogenicznych przykrywają piaski deluwialne oraz mułki i torfy holocenu. Na podstawie wyników badań palinologicznych osadów jeziornych (Krupiński i in., 1982)

wykazano, że wydzielone w nich zespoły florystyczne i ich kolejność rozwoju są charakterystyczne dla interglacjału eemskiego. W opisywanych utworach stwierdzono dobrze wykształconą florę zbiorowisk lasów liściastych z dominującą leszczyną (*Corylus*) i niewielkim udziałem drzew szpilkowych. Gytie i torfy, które występują w stanowisku Karczunek, są pierwszymi osadami interglacjału eemskiego udokumentowanymi palinologicznie na Lubelszczyźnie (Krupiński i in., 1982). Przypuszczalnie, do interglacjału eemskiego należą także gytie o miąższości 1,5 m, które występują pod warstwą torfów o miąższości 0,8 m i piasków deluwialnych o miąższości 0,8 m w zagłębieniu znajdującym się w okolicy Brzeźnicy Leśnej (1,5 km na południowy zachód od stanowiska Karczunek) (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Zagłębienie torfowiskowe w stanowisku Karczunek występuje wzdłuż równoleżnikowego pasa obniżenia, który rozciąga się do okolicy Firleja (por. w opisie wydzielenia osadów wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 2). Genezę zagłębienia bezodpływowego w tym stanowisku należy wiązać z procesami termokrasowymi lub krasowymi zachodzącymi w utworach kredy, a nie z wytapieniem się brył martwego lodu.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski i mułki rzeczne i rzeczno-peryglacialne wyróżniono na tarasach erozyjno-akumulacyjnych w okolicach Wólki Siemieńskiej i Działynia we wschodniej części terenu arkusza, gdzie osady kredy występują dość płytko. Omawiane utwory reprezentują głównie piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami piaski pyłowate i mułki. Piaski często tworzą izolowane wzniesienia o wysokości kilku metrów wśród gęstej sieci rozczłonkowanych obniżenia, które są wypełnione torfami, mułkami zagłębienia bezodpływowych lub osadami jeziornymi (rozlewiskowymi). Prawdopodobnie, pierwotna powierzchnia piasków była bardziej jednolita, ale procesy krasowe i termokrasowe przyczyniły się do powstania obniżenia (kras zakryty). Opisywane wzniesienia mają pochodzenie erozyjne o czym świadczy rzeźba krasowa między Siemieniem a Wołą Tulnicką (za wschodnią granicą obszaru arkusza) (Jahn, 1946). Stwierdzono tam typowe leje krasowe. Powierzchnia terenu jest pokryta osadami wodnolodowcowymi. Autorzy pierwszego wydania arkusza w większości wiązali opisywane utwory z akumulacją osadów kemów, tarasów kemowych lub moren martwego lodu (Łozińska-Stępień i in., 1985b).

Piaski i mułki jeziorne (rozlewiskowe) wypełniają obniżenia kopalnych jezior i rozlewisk. Stwierdzono je przy wschodniej granicy obszaru arkusza w systemie rozległych obniżenia w dolinie Piskornicy i na tarasach erozyjno-akumulacyjnych doliny Tyśmienicy, niedaleko Wólki

Siemieńskiej. Na omawianych obszarach występuje znaczna ilość obniżeń pochodzenia krasowego. Opisywane utwory tworzą wyspy piaszczysto-mułkowate wśród torfów, a także holocenickich osadów zagłębień bezodpływowych. Utwory jeziorne wyróżniono również w rozległych obniżeniach niedaleko Ostrówka i Brzeźnicy Leśnej oraz w obniżeniu równoleżnikowym wzdłuż linii jezioro Firlej–dolina Wieprza. Omawiane osady udokumentowano także niedaleko: Dębicy, Jelenia, Zawady i Stójki. W tych miejscach powierzchnia terenu jest jedynie minimalnie obniżona i porośnięta lasem. Do wyznaczenia granic obniżeń wykorzystano numeryczny model terenu. Piaszki drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami mułków reprezentują głównie osady, które wypełniają dawne jeziora i rozlewiska. Ich miąższość może dochodzić do kilku metrów.

Piaszki i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–10,0 m n.p. rzeki (Wieprza) występują po obu stronach doliny Wieprza w postaci nieciągłych płatów oraz w dolinie Tyśmienicy w północno-wschodnim i północno-zachodnim narożu terenu arkusza. Osady te stwierdzono po wschodniej stronie doliny Wieprza niedaleko: Górki Lubartowskiej, Leszkowic, Żurawińca i Sułoszyna oraz w Luszawie (otw. 20, przekrój geol. A–B), a po zachodniej stronie – w pobliżu Brzezin i Serocka. W dnie doliny Wieprza, na wschód od Brzezin, opisywane utwory tworzą ostaniec erozyjny (Góra Szczekarkowska). W podobnej sytuacji geomorfologicznej osady te występują przy południowej granicy obszaru arkusza, a także między Serockiem a Żurawińcem po wschodniej stronie doliny Wieprza. Według autorów niniejszego opracowania opisywane utwory podścielają piaszki i mułki tarasów zalewowych, a występują na piaskach, żwirach i mułkach rzeczno-peryglacialnych zlodowacenia Odry (przekrój geol. A–B). Są one wykształcone w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych, warstwowanych równolegle, z laminami drobnych żwirów skał wapiennych i skandy-nawskich. Miąższość utworów tarasów nadzalewowych wynosi od kilku metrów do 10,0 m.

Piaszki, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Tyśmienicy) tworzą niewysokie, płaskie wzniesienia wśród torfów w dolinie Tyśmienicy i występują w okolicy Sułoszyna, w dolinie Wieprza. Autorzy pierwszego wydania arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b) opisywane wzniesienia zaliczyli do kemów i tarasów kemowych (por. w opisie wydzielenia osadów kemów zlodowaceni Sanu 2). Stwierdzono je także między Wólką Siemieńską a Jeziorem w dolinie Tyśmienicy (przekrój geol. A–B) oraz niedaleko Tarkawicy w północno-zachodniej części terenu arkusza. W odkrywce w pobliżu Tarkawicy (punkt dok. 3) w jednym z opisywanych wzniesień udokumentowano beżowe piaszki drobnoziarniste, ze słabo zaznaczoną laminacją, o miąższości do 2,5 m. W ścianie południowej odkrywki występują białoszare piaszki drobnoziarniste. Z opisywanej odkrywki pobrano próbki piasków (na głęb. 2,0 i 2,4 m)

do oznaczenia ich wieku bezwzględnej metodą OSL. Otrzymany wiek próbek piasków wynosi $16,0 \pm 2,5$ ka dla próbki dolnej i $12,6 \pm 1,4$ ka dla próbki górnej (Palczewski, 2020) i koreluje się go ze zlodowaczeniem Wisły. Pierwszy wiek odnosi się do schyłku fazy głównej zlodowaczenia Wisły, a drugi można wiązać z młodszym dryasem.

Piaski pyłowate i pyły (mułki) piaszczyste lessopodobne stwierdzono w okolicy Antoniówki oraz na południe od Stójki (przekrój geol. A–B). Utwory te są wykształcone jako piaski pyłowate i pyły z domieszką piasków drobnoziarnistych. Granulometrycznie są one zbliżone do lessów piaszczystych. W przystropowej części osadów miejscami występuje drobny materiał żwirowaty. Wykształcenie i występowanie opisywanych utworów w postaci pokryw wskazują na ich utworzenie się w warunkach strefy peryglacialnej. Prawdopodobnie, osady lessopodobne mają genezę eoliczną (Łozińska-Stępień i in., 1986). Ich miąższość maksymalnie wynosi około 2 m. Ponadto cienka warstwa pyłów pokrywa większość utworów, które występują na powierzchni terenu, głównie w północno-wschodniej i wschodniej części obszaru arkusza, ale jej miąższość zwykle nie przekracza 0,5 m, dlatego w tych miejscach nie została ona zaznaczona na mapie geologicznej.

Piaski eoliczne występują powszechnie na obszarze arkusza. Na wysoczyźnie większe pokrywy tych osadów stwierdzono w okolicach: Tarkawicy, Trójni, Czerwonki Poleśnej, Działynia, Tarła i w Luszawie (otw. 24, przekrój geol. A–B) oraz między Ostrówkiem a Leszkowicami. Duży płat piasków eolicznych rozpoznano w Sułoszynie, w dolinie Wieprza. Ślady eolizacji odnotowano w przystropowej części większości osadów sypkich. Opisywane utwory są reprezentowane głównie przez piaski drobno- i średnioziarniste, słabo wysortowane, z wysoką domieszką piasków pyłowatych. Ich miąższość jest zróżnicowana i waha się w granicach 0,5–4,0 m (Łozińska-Stępień i in., 1986). Ponadto piaski eoliczne tworzą podłużne, równoleżnikowe wały piaszczyste o wysokości do 2 m w okolicach Stójki, Amelina i Jelenia. Są to piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości około 1–1,5 m, które występują na piaskach i żwirach wodnolodowcowych zlodowaczenia Sanu 2.

Piaski eoliczne w wydmach stwierdzono w okolicach: Sułoszyna, Lipniaka, Firleja, Ostrówka, Luszawy, Leszkowic, Brzezin oraz Tarła i Działynia. Wydmom najczęściej towarzyszą równiny piasków przewianych, które tworzą cienkie pokrywy po ich zachodniej stronie. Wśród wydym przeważają formy paraboliczne, rzadziej podłużne wały wydymowe, które są wydłużone w kierunku zachodnio-wschodnim. Ich orientacja świadczy o tym, że powstały one na skutek oddziaływania wiatrów z kierunku zachodniego. Wydmy najczęściej tworzą piaski drobno- i średnioziarniste, o dość dobrym wysortowaniu, warstwowane, z niewielką domieszką piasków pyłowatych głównie w ich stropowej części. Ze względu na brak w profilach osadów gleb kopalnych można przypuszczać, że powstały one w zimnych okresach u schyłku zlodowaczenia Wisły, w starszym i młodszym dryasie

(Łozińska-Stępień i in., 1986). W Luszawie wydma kontaktuje się z formą akumulacji szczelinowej. Źródłem piasków eolicznych były głównie przewiewane utwory rzeczne doliny Wieprza oraz osady wodnolodowcowe, które występują na powierzchni terenu. Z wydmy, o wysokości kilku metrów, w stanowisku Karczunek (punkt dok. 5) pobrano próbkę piasków eolicznych, z głębokości 2,4 m, do oznaczenia ich wieku bezwzględnego metodą OSL. Otrzymany wiek wynosi $12,7 \pm 1,8$ ka (Palczewski, 2020) i koreluje się go z młodszym dryasem (12,8–11,65 ka), w którym na terenie Polski zachodziły intensywne procesy eoliczne.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski, żwiry i mułki zwietrzelinowe (eluwialne) tworzą niewielkie pokrywy na kulminacjach wysoczyzny morenowej. Większe skupiska tych osadów występują w okolicach Niedźwiady i Tarła w południowo-wschodniej części terenu arkusza. Opisywane pokrywy najczęściej tworzą piaski, żwiry i mułki (pyły). Obecne są w nich głązy skał skandynawskich ze śladami obróbki eolicznej. Omawiane utwory mają cechy osadów wietrzeniowych, które powstały w warunkach strefy peryglacjalnej. Ich miąższość wynosi średnio około 2 m (Łozińska-Stępień i in., 1986). Między Wygnanowem, Stójką i Stoczkiem wyróżniono piaski, piaski gliniaste i mułki (pyły) ze żwirami, których miąższość nie przekracza 2 m. Utwory te występują na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2. W pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1985b) na terenie badań rozpoznano piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe zlodowacenia środkowopolskiego, które stwierdzono na glinach zwałowych tego samego zlodowacenia (por. w opisie wydzielenia piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Sanu 2).

Piaski i mułki deluwialne występują powszechnie u podnóży zboczy dolin Wieprza i Tyśmienicy. Na mapie geologicznej zaznaczono je w miejscach, w których ich miąższość przekracza 1 m i wyraźnie łagodzą zbocza doliny. Opisywane utwory wyróżniono w dolinie Wieprza w okolicach: Łukówca, Leszkowic, Serocka i Przypisówki, a w dolinie Tyśmienicy – w Górcie. Litologicznie są to piaski różnoziarniste i mułki z pojedynczymi żwirami skał skandynawskich (Łozińska-Stępień i in., 1986).

c. Holocen

Piaski, żwiry i mułki stożków napływowych wyróżniono jedynie u ujścia okresowego cieku do doliny Wieprza na północny zachód od Brzezin. Są to piaski różnoziarniste z przewarstwieniami mułków, miejscami z domieszką żwirów. Autorzy pierwszego wydania arkusza wydzielili je w kilku suchych i okresowych dolinkach, ale nie tworzyły one w nich stożków

napływowych (Łozińska-Stępień i in., 1985b). Opisywane utwory powstają współcześnie, dlatego zaliczono je do holocenu.

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Wieprza) występują wyspowo w dolinie Wieprza w obrębie tarasów zalewowych Wieprza i Tyśmienicy. Są one położone wyżej w stosunku do osadów, które tworzą niżej położone tarasy zalewowe Wieprza i Tyśmienicy. Utwory rzeczne są reprezentowane przez piaski średnio- i drobnoziarniste, dobrze wysortowane i przemyte, miejscami z drobnymi otoczkami skał skandynawskich. W spągowej części ich profilu występują liczne przewarstwienia piasków gruboziarnistych. Jest ona związana z erozją wgłębną ówczesnej rzeki. Erozja ta sięgała poniżej spągu osadów organicznych, które wypełniały starorzecza powstałe w czasie fazy wielkich meandrów. Maksymalna miąższość opisywanych utworów wynosi 9,0 m (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Mułki (mady) i piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Wieprza) występują w podobnej sytuacji morfologicznej jak wyżej opisane piaski rzeczne tarasów zalewowych. Zajmują one również wyżej położoną powierzchnię terenu w stosunku do osadów, które tworzą tarasy zalewowe Wieprza i Tyśmienicy. Omawiane utwory są równoległe z wyżej opisanymi piaskami rzeczno-tarasowymi, ale reprezentują fację powodziową. Mady charakteryzują się wysoką zawartością frakcji pyłowej. Wśród tych osadów przeważają mułki pyłowate brązowe lub brązowoszare, miejscami siwe, szczególnie w przyspągowej części. Stwierdzono również piaski pyłowate, mułki piaszczyste i z przewarstwieniami namułów organicznych, piasków, sporadycznie także torfów. Te ostatnie występują w spągowej części pokrywy madowej. Miąższość opisywanych utworów jest zmienna. W południowej części obszaru arkusza wynosi ona średnio 1,0 m; w okolicy Leszkowic – 3,0 m, a miejscami 3,5 m; w Serocku – 3,0 m (przekrój geol. A–B), natomiast w północno-zachodniej części, w pobliżu Górki – 1,0–1,2 m (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Mułki i piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Tyśmienicy) zajmują większą część dna doliny Wieprza i strefę ujściową Tyśmienicy do Wieprza. Cechą charakterystyczną opisywanych tarasów zalewowych jest płaska powierzchnia z gęstą siecią paleomeandrów i paleokoryt. W mułkach dominuje frakcja pyłowa. Są to osady facji powodziowej. Gdziekolwiek występują także mułki piaszczyste. Mułki są często podścielone piaskami, które reprezentują fację korytową. Osady te są miejscami przewarstwione piaskami. W opisywanych utworach dość często występuje domieszka substancji organicznej, co nadaje im barwę ciemnoszarą, miejscami czarną. Miąższość osadów rzecznych dochodzi do kilku metrów.

Piaski i mułki den dolinnych oraz tarasów zalewowych 0,0–0,5 m n.p. rzeki (Wieprza i Tyśmienicy). Osady te tworzą koryta Wieprza i Tyśmienicy oraz ich

odnogi m.in. dawne koryto Wieprza – Wieprzysko. Utwory te są stale modelowane przez rzekę, głównie w czasie stanów powodziowych. Omawiane osady występują wzdłuż całego biegu rzeki w postaci odsypów brzegowych, które wyraźnie zaznaczają się na zdjęciach lotniczych. Szerokość odsypów dochodzi do około 250 m. Utwory rzeczne są reprezentowane głównie przez piaski drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami mułków i piasków próchnicznych. Stwierdzono również mułki piaszczyste i ilaste. Miąższość osadów rzecznych jest zmienna (zwykle wynosi 5,5 m) i zależy od lokalnych warunków oraz przebiegu procesów erozji rzecznej i akumulacji (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Namuły, namuły torfiaste, piaski i mułki den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Osady te wypełniają dna dolin niewielkich cieków, w tym także Piskornicy, suchych i okresowych dolinek oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. W zagłębieniach bezodpływowych i rozszerzeniach dolinek bardzo często występują wkładki piasków humusowych, mułków zatorfionych i piasków z detrytusem roślinnym. Omawiane utwory są wykształcone głównie jako: namuły, namuły torfiaste, piaski drobnoziarniste, piaski pyłowate, mułki i mułki piaszczyste od szarych do czarnych, z substancją organiczną 5–30% (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Gytie stwierdzono w dolinie Tyśmienicy oraz niektórych zagłębieniach bezodpływowych w okolicach Firleja i Brzeźnicy Leśnej, w których występują na głębokości 0,9–3,8 m, pod przykryciem torfów. Są to głównie gytie ilaste, miejscami zapiaszczone i w mniejszym stopniu gytie wapienne. Miąższość opisywanych utworów w dolinie Tyśmienicy jest zmienna, ale na ogół nie przekracza 1 m. W pobliżu Górki maksymalnie wynosi ona 2,0 m, a w północno-wschodniej części terenu arkusza, niedaleko miejscowości Jezioro dochodzi do 2,5 m. W zagłębieniach bezodpływowych miąższość omawianych utworów wynosi około 1 m. Gytie wyznaczają zasięg obszaru, który został objęty akumulacją jeziorną. Ich wiek należy wiązać z wczesnym holocenem, ale nie jest wykluczone, że niektóre z nich mogły tworzyć się w interglacjale eemskim (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Torfy występują w dolinach rzecznych i zagłębieniach bezodpływowych o różnej genezie. Opisywane utwory są reprezentowane przez torfy niskie w zagłębieniach dolin rzecznych i przejściowe – jedynie w zagłębieniach bezodpływowych. W dolinie Wieprza torfy zajmują głównie strefę przykrawędziową, w której wypełniają starorzecza powstałe w czasie fazy wielkich meandrów. Dominują tu torfy turzycowe, miejscami drzewno-trzcinowe, a w spągowej części profilu osadów – trzcinowo-turzycowe. Ich popielność waha się w granicach 13,2–19,0%, przy czym największe wartości wykazują warstwy stropowe i spągowe. Miąższość torfów w dolinie Wieprza średnio osiąga 2,0 m, natomiast maksymalnie wynosi 5,0 m w okolicy Brzezin. Rozległe kompleksy torfowe wypełniają doliny Tyśmienicy i Piskornicy. Przeważają tu torfy trzcinowe, w mniejszym stopniu turzycowe i turzycowo-

-mszyste. Wśród nich występują cienkie przewarstwienia piaszczysto-pyłowate ze znacznie podwyższonym udziałem składników mineralnych, które osadziły się na równinach torfowych w czasie powodzi. Miąższość torfów na opisywanym obszarze dochodzi do 4,0 m, natomiast średnio wynosi 2,0 m.

Torfy facji bagiennej zagłębień bezodpływowych należą w przewadze do torfów niskich turzycowiskowych i mechowiskowych oraz przejściowych, a sporadycznie również wysokich. Torfy niskie mechowiskowe rozwijają się na terenach niezalewowych. Są to najczęściej zespoły turzycowo-mszyste i mszyste. Popielność torfów wynosi 4,5–30%, a ich miąższość waha się w granicach 2,0–3,0 m, miejscami może przekraczać 6 m w Ostrówku, Dębicy i Firleju. Torfy przejściowe tworzą się głównie na obszarach stale podtopionych i silnie zakwaszonych. Obejmują one głównie zespoły turzycowe i mszyste. Miąższość opisywanych osadów maksymalnie wynosi 3,0 m w Wierzchowinach Starych (Łozińska-Stępień i in., 1986).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Leszkowice jest położony w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej (kratonu wschodnioeuropejskiego), 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 kraton wschodnioeuropejski od młodej, paleozoicznej platformy Europy Zachodniej i Środkowej (Mazur i in., 2017). Strefa T-T prawdopodobnie powstała w proterozoiku i wczesnym paleozoiku (Mazur i in., 2016, 2017). W strefie tej skały krystaliczne fundamentu kratonu gwałtownie obniżają się wieloma stopniami uskokowymi w kierunku południowo-zachodnim. Miąższość skorupy ziemskiej w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego wynosi 41–49 km. Zmniejsza się ona w kierunku południowo-zachodnim i w obrębie platformy paleozoicznej ma 31–38 km (Guterch i in., 1983, 1986, 1994; Guterch, Grad, 2006). Obszar arkusza jest położony w obrębie struktury paleozoicznej określanej jako niecka lubelska lub nadbużańska (Stupnicka, 1989; Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007; Narkiewicz, Dadlez, 2008), w której występują skały osadowe karbonu. Przez zachodnią część terenu arkusza przebiega uskoki Kocka (Żelichowski, 1974b) rozdzielający nieckę lubelską na dwie części – rów mazowiecko-lubelski występujący po zachodniej stronie uskoku, w którym dominują deformacje fałdowe, oraz podniesienie łukowskie (zrąb Łukowa) znajdujące się po jego wschodniej stronie, w którym dużą rolę odgrywają uskoki poprzeczne w stosunku do uskoku Kocka (Żelichowski, 1974b; Żelichowski, Kozłowski, 1983) o przebiegu południowy wschód–północny zachód. Uskokowi Kocka towarzyszy szereg uskoku podłużnych i poprzecznych, dlatego ich zespół można uważać za strefę uskokową, której aktywność rozpoczęła się w proterozoiku i trwała przez cały fanerozoik (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). W rowie mazowiecko-lubelskim podłoże

krystaliczne występuje na głębokości około 8 km, a w obrębie zrębu Łukowa w północnej-wschodniej części obszaru arkusza – na głębokości 2,2 km. Orogeneza waryscyjska rozpoczęła się na przełomie późnego dewonu (famenu) i wczesnego karbonu (wizenu). W wyniku ruchów w fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej, które podnosiły skorupę ziemską na opisywanym obszarze w znacznej ilości utworzyły się duże struktury tektoniczne. W późnym karbonie (westfalu) nastąpiły silne ruchy w fazie asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej i doszło do powstania antykliny Kocka (zrębu Kocka, strefy Kocka). Antyklina Kocka rozdziela nieckę nadbużańską (basen lubelski) na dwie części – rów lubelski i podniesienie łukowsko-hrubieszowskie (hrubieszowskie), które występuje po jej wschodniej stronie (Stupnicka, 1989). Główne zagłębienie węgla kamiennego znajduje się na obszarze podniesienia hrubieszowskiego, w strefie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Struktura Kocka charakteryzuje się niemal całkowitym brakiem utworów karbonu (przekrój geol. C–D). Pod skałami jury stwierdzono utwory dewonu o miąższości ponad 2 km. Strukturę Kocka przedstawiono na przekroju geologicznym C–D na podstawie analizy profilu sejsmicznego (Krzywiec, 2011) oraz kilkudziesięciu profili sejsmicznych (Tomaszczyk, 2016; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Składa się ona z głównego nasunięcia – uskoku odwróconego, wzdłuż którego zostały uniesione skały dewonu i karbonu (Krzywiec, 2011). W rejonie otworu Tarkawica 1 (otw. 16 – przekrój geol. C–D) stwierdzono ponowne nasunięcie i fałd naduskokowy. Brak skał dewonu na wschód od otworu Tarkawica 1 (otw. 16) można wiązać z procesami erozyjnymi, które miały miejsce w fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej (Krzywiec, 2011). Strukturę Kocka zwykle interpretuje się jako strukturę naskórkową z poziomem odkłucia na granicy skał syluru i ordowiku, które nastąpiło w czasie inwersji basenu lubelskiego (Pelc, 1999; Krzywiec, 2007, 2009; Narkiewicz i in., 2007; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Przebiega ona przez większą część terenu arkusza, mniej więcej pod doliną Wieprza, a jej szerokość wynosi około 2 km. W czasie młodszej alpejskiej epoki tektonicznej nie odnotowano reaktywacji omawianej struktury (Krzywiec, 2011).

O alpejskiej epoce tektonicznej na opisywanym obszarze świadczą ślady pionowych ruchów epejrogenicznych. Kompleks alpejski jest reprezentowany przez osady, które tworzyły się od jury środkowej do kredy górnej. Utwory tego kompleksu zalegają niemal poziomo lub są bardzo słabo nachylone ($1-2^\circ$) w kierunku południowo-zachodnim (Pożaryski, 1974). Drobne struktury tektoniki dysjunktywnej w postaci sieci pionowych spękań ciosowych powstały zapewne pod wpływem słabych naprężeń oddziałujących zgodnie z kierunkiem pola grawitacyjnego. Uaktywniły się uskoki fazy bretońskiej, co doprowadziło do rozwoju liniowych stref osłabień. W takiej strefie wzdłuż odcinka Kock–Lubartów powstała głęboka rynna erozyjna w paleogenie, neogenie i czwartorzędzie (tabl. II). Prawdopodobnie, opisywana strefa jest aktywna do chwili obecnej, o czym świadczy

odnotowany w jej pobliżu wyraźny wzrost gradientów współczesnych pionowych ruchów tektonicznych (Kowalski, Liszkowski, 1972; Łozińska-Stępień i in., 1986).

Na morfologię podłoża czwartorzędu miały największy wpływ procesy denudacyjne w plejstocenie, a mniejszy – procesy krasowe, które bardzo silnie zachodziły u schyłku zlodowacenia Wisły.

Podłoże czwartorzędu na obszarze arkusza Leszkowice stanowią utwory eocenu środkowego–górnego oraz mastrychtu górnego (tabl. II). Osady eocenu występują w podłożu czwartorzędu, w północnej i środkowej części omawianego terenu, od północnej granicy obszaru arkusza do Niedźwiady i Górki Lubartowskiej. Ponadto stwierdzono je pod utworami czwartorzędu w południowo-zachodniej części i miejscami w północno-wschodniej części terenu arkusza. Na opisywanym obszarze granica stratygraficzna między osadami eocenu środkowego i górnego oraz mastrychtu górnego jest zaznaczona linią przerywaną ze względu na brak otworów wiertniczych przebijających utwory czwartorzędu. Skały mastrychtu górnego występują w podłożu czwartorzędu, głównie we wschodniej i południowo-wschodniej części omawianego terenu oraz w obrębie poligenetycznego obniżenia erozyjnego (rynny, doliny), które rozciąga się wzdłuż doliny Wieprza. Opisywana forma erozyjna o założeniach tektonicznych stanowi dominujący element rzeźby podłoża czwartorzędu. Występuje ona wzdłuż linii uskoku Kocka. Nastąpiło rozluźnienie górotworu, co sprzyjało erozji w plejstocenie i być może neogenie. Były możliwe także niewielkie pionowe przemieszczenia skał, ale na podstawie profili sejsmicznych nie potwierdzono odnowienia uskoku na omawianym terenie. Prawdopodobnie, amplituda tych przemieszczeń była zbyt mała, aby znaleźć odzwierciedlenie w wynikach badań sejsmicznych. Dno opisywanego obniżenia znajduje się na wysokości 60,0–70,0 m n.p.m. Omawiana forma kontynuuje się na obszarze arkuszy Lubartów i Kock SMGP (Łozińska-Stępień i in., 1985c; Drozd, Czepla, 2008). W okolicy Luszawy stwierdzono niemal pionową skarpe wyciętą głównie w skałach mastrychtu. Opisywana skarpa została słabo udokumentowana zarówno na północ, jak i na południe od Luszawy. W okolicy Dębicy utwory mastrychtu górnego prawdopodobnie znajdują się na wysokości poniżej 90 m n.p.m. i także występują w dnie rynny polodowcowej. Podłoże czwartorzędu podnosi się głównie na wschód i zachód od doliny Wieprza. Utwory eocenu środkowego–górnego znajdują się na wysokości ponad 140 m n.p.m. w środkowej części obszaru arkusza. Skały mastrychtu górnego stwierdzono najwyżej na wysokości ponad 160 m n.p.m. w południowo-wschodnim fragmencie terenu arkusza. Na pozostałym obszarze utwory eocenu oraz mastrychtu górnego znajdują się na wysokości 110,0–140,0 m n.p.m., a ich powierzchnia nie wykazuje większych deniwelacji. Ze względu na znaczną liczbę otworów surowcowych powierzchnię podczwartorzędową najlepiej rozpoznano w okolicach Leszkowic, Niedźwiady i Górki Lubartowskiej. Miąższość skał eocenu jest stosunkowo niewielka i wynosi średnio kilkanaście metrów.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Schemat rozwoju budowy geologicznej został przedstawiony w tabeli 2. Najstarszymi utworami na obszarze arkusza Leszkowice są skały krystaliczne (granitoidy) i metamorficzne (migmatyty, gnejsy i skały piroksenowe), które tworzą prekambryjską platformę wschodnioeuropejską. Powstały one w wyniku przemian metamorficznych w czasie ruchów tektonicznych orogenez swekokarelskiej i gotyjskiej (Krzemińska, 2011). Wiek granitoidów z próbki pobranej z otworu Parczew IG 10, na głębokości 2348,0 m, wynosi 1833 ± 25 mln lat (Krzemińska i in., 2011). Oznaczenie wieku wykonano na podstawie badań metodą izotopową U-Pb (Shrimp) cyrkonu pozyskanego z granitoidów. W ediakarze (górną część proterozoiku) omawiany teren znajdował się w północnej strefie lubelskiej części podlasko-lubelskiego basenu sedymentacyjnego (Paczeńska, 2011c). Opisywany basen utworzył się w wyniku rozpadu paleokontynentu Rodinia/Pannotia (Poprawa, Paczeńska, 2002). W powstałych rowach i półrowach odbywała się sedymentacja osadów piaszczystych rzek facji korytowych i pozakorytowych, a także stożków napływowych. Ponadto były osadzane utwory delt estuariowych oraz równi pływowej. Na przełomie ediakaru i kambru po ustaniu procesów ryftowych opisywany teren znajdował się na pasywnym brzegu paleokontynentu Baltika (Paczeńska, 2011c). We wczesnym i środkowym kambrze w strefie przybrzeża tworzyły się piaskowce, iłowce i mułowce. W środkowym kambrze, w czasie orogenezy kaledońskiej, omawiany obszar został wypiętrzony, a osady kambru dolnego zostały bardzo zredukowane. W ordowiku opisywany teren był zajęty przez morze. W tremadoku odbywała się sedymentacja zlepieńców. Na podstawie składu petrograficznego otoczków zlepieńców wykazano, że pochodzą one ze starszych skał osadowych. Następnie były osadzone utwory wapienne. W sedymentacji tych osadów zachodziły przerwy. Skały ordowiku mają cechy licznych procesów epigenetycznych: rekrytalizacji, glaukonityzacji węglanów, sylifikacji i pirytyzacji (Langier-Kuźniarowa, 2011). W późnym ordowiku i we wczesnym sylurze na terenie badań miały miejsce ruchy tektoniczne orogenezy kaledońskiej. W ich wyniku doszło do redukcji osadów, która zaznacza się w postaci luki stratygraficznej. W sylurze omawiany obszar był zajęty przez morze. Monotonna seria iłowców i mułowców tworzyła się w południowej części podlasko-lubelskiego basenu sedymentacyjnego, który rozciągał się wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki (Podchalańska, 2011). W opisywanych utworach wśród skamieniałości dominują graptolity. We wczesnym dewonie w zbiorniku morskim tworzyły się iłowce, mułowce i łupki ilaste. Monotonne wykształcenie utworów świadczy o równowadze między przyrostem osadów a subsydencją dna morskiego. W późnym zedynie iłowce przeszły w regresywne ility pstry facji paralicznej, natomiast w zigenie i emsie tworzyły się lądowe utwory klastyczne old redu. Są to osady wielkiej delty rzecznej.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

| Stratygrafia | | | | Utworki (opis litologiczny) | Procesy geologiczne |
|--------------|--|---------------------------------|--------------------|--|---|
| System | Oddział | Piętro | Podpiętro | | |
| C | z w a r t o r z ę d | H o l o c e n | | <p>Torfy — ${}_t Q_h$</p> <p>Gytie — ${}_{gy} Q_h$</p> <p>Namuły, namuły torfiaste, piaski i mułki den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}_{nnr} Q_h$</p> <p>Piaski i mułki den dolinnych oraz tarasów zalewowych 0,0–0,5 m n.p. rzeki (Wieprza i Tyśmienicy) — ${}_{pm}^f Q_h^{(3)}$</p> <p>Mułki i piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Tyśmienicy) — ${}_{mp}^f Q_h^{(2)}$</p> <p>Mułki (mady) i piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Wieprza) — ${}_{map}^f Q_h^{(1)}$</p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Wieprza) — ${}_{p}^f Q_h^{(1)}$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki stożków napływowych — ${}_{pzm}^s Q_h$</p> | <p>Akumulacja bagienna</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dolinach rzecznych i zagłębieniach po martwym lodzie</p> <p>Akumulacja rzeczna w dolinach Wieprza i Tyśmienicy (utworzenie się tarasów zalewowych)</p> <p>Erozja rzeczna w dolinach Wieprza i Tyśmienicy</p> <p>Akumulacja rzeczna w dolinach Wieprza i Tyśmienicy (utworzenie się tarasów zalewowych)</p> <p>Erozja rzeczna w dolinach Wieprza i Tyśmienicy</p> <p>Akumulacja rzeczna w dolinie Wieprza (utworzenie się tarasów zalewowych)</p> <p>Erozja rzeczna w dolinie Wieprza</p> <p>Akumulacja rzeczna w dolinie Wieprza (utworzenie się tarasów zalewowych)</p> <p>Erozja rzeczna w dolinie Wieprza</p> <p>Krótki transport wodny i akumulacja u podnóży stoków</p> |
| | | | | <p>Piaski i mułki deluwialne — ${}_{pm}^d Q$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki zwietrzelinowe (eluwialne) — ${}_{pzm}^z Q$</p> | <p>Zmywanie osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóży krawędzi lub w obniżeniach terenu</p> <p>Wietrzenie mechaniczne, wymywanie frakcji ilowej i pyłowej w warunkach strefy peryglacjalnej</p> |
| | P l e j s t o c e n | Złodowacenia północnopolskie | Złodowacenie Wisły | <p>Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p}^e Q^{(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — ${}_{p}^e Q$</p> <p>Piaski pyłowate i pyły (mułki) piaszczyste lessopodobne — ${}_{pzym} Q_{p^4}$</p> | <p>Formowanie wydm parabolicznych</p> <p>Akumulacja eoliczna</p> <p>Rozwiewanie pyłów i piasków w warunkach strefy peryglacjalnej, krótki transport eoliczny i akumulacja</p> <p>Rozwiewanie pyłów i akumulacja zwietrzelin pyłowatych w warunkach strefy peryglacjalnej</p> |

| | | | | | |
|-----------------------|---------------------|--------------------------------|---------------------|--|--|
| C z w a r t o r z ę d | P l e j s t o c e n | Zlodowacenia północnopolskie | Zlodowacenie Wisły | <p>Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Tyśmienicy) — $_{pzm}^f Q_{p^4}^B(II)$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–10,0 m n.p. rzeki (Wieprza) — $_{pż}^f Q_{p^4}^B(II)$</p> <p>Piaski i mułki jeziorne (rozlewiskowe) — $_{pm}^{li} Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski i mułki rzeczne i rzeczno-peryglacialne — $_{pm}^f Q_{p^4}^B$</p> | <p>Akumulacja rzeczna w dolinach Wieprza i Tyśmienicy (utworzenie się tarasów nadzalewowych)</p> <p>Erozja rzeczna w dolinach Wieprza i Tyśmienicy</p> <p>Akumulacja rzeczna w dolinie Wieprza (utworzenie się tarasów nadzalewowych)</p> <p>Erozja rzeczna w dolinie Wieprza</p> <p>Akumulacja jeziorna w płytkich i dużych zbiornikach w warunkach strefy peryglacialnej</p> <p>Akumulacja rzeczna w warunkach większej dynamiki przepływu (w warunkach strefy peryglacialnej)</p> <p>Erozja rzeczna</p> |
| | | Interglacjał eemski | | <p>Torfy oraz gytie i mułki jeziorne — $_{tgy}^{li} Q_{p^{3+4}}^G$</p> | <p>Akumulacja jeziorna i bagienna</p> |
| | | Zlodowacenia środkowopolskie | Zlodowacenie Odry | <p>Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacialne — $_{pzm}^{f-pg} Q_{p^3}^O$</p> | <p>Akumulacja rzeczna w warunkach podwyższonej bazy erozyjnej</p> <p>Erozja rzeczna w warunkach większej dynamiki przepływu w warunkach strefy peryglacialnej</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> |
| | | Zlodowacenia południowopolskie | Zlodowacenie Sanu 2 | <p>Mułki, ły i piaski zastoiskowe (górne) — $_{mip2}^b Q_{p^2}^G$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $_{pż2}^{fg} Q_{p^2}^G$</p> <p>Piaski, mułki i żwiry kemów — $_{pmż}^k Q_{p^2}^G$</p> <p>Piaski i żwiry moren martwego lodu — $_{pż}^{sm} Q_{p^2}^G$</p> <p>Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — $_{pż}^{gs} Q_{p^2}^G$</p> <p>Piaski i żwiry lodowcowe — $_{pż}^g Q_{p^2}^G$</p> | <p>Akumulacja osadów w zbiornikach zastoiskowych utworzonych przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Powstawanie rynien polodowcowych</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja utworów w przetainach w bryłach martwego lodu, a także pomiędzy tymi bryłami</p> <p>Wytapianie i sływanie materiału morenowego</p> <p>Akumulacja osadów między bryłami martwego lodu</p> <p>Rozpad lądolodu stagnującego na bryły martwego lodu</p> <p>Akumulacja osadów w szczelinach lodowych powstałych w lądolodzie</p> <p>Przekształcenie lądolodu aktywnego w lądolód stagnujący (pasywny)</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> |

| | | | | | |
|---|--|---|-----------------------------|--|---|
| C z w a r t o r z ę d | P l e j s t o c e n | Z l o d o w a c e n i a p o ł u d n i o w o p o l s k i e | Zlodowacenie Sanu 2 | <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^G$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $f_{pż1}^g Q_{p^2}^G$</p> <p>Mułki, ropy i piaski zastoiskowe (dolne) — $m_{mip1}^b Q_{p^2}^G$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczno-peryglacialne — $f_{pż}^{f-pg} Q_{p^2}^G$</p> | <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych pod stopą lądolodu</p> <p>Egzaracja lodowcowa</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe przed czołem nasuwającego się lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja osadów w zbiornikach zastoiskowych utworzonych przed czołem transgredującego lądolodu</p> <p>Akumulacja rzeczna w fazie anaglacjalnej</p> |
| | | | Interglacjał ferdynandowski | <p>Torfy oraz mułki i ropy jeziorne — $l_{tmi}^i Q_{p^2}^F$</p> | <p>Akumulacja jeziorna i bagienna</p> |
| | | | Zlodowacenie Sanu I | <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $f_{pż2}^g Q_{p^2}^S$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^S$</p> <p>ropy, mułki i piaski zastoiskowe — $imp^b Q_{p^2}^S$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $f_{pż1}^g Q_{p^2}^S$</p> | <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe w rynnach subglacialnych oraz przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych pod stopą lądolodu</p> <p>Egzaracja lodowcowa</p> <p>Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych utworzonych przed czołem transgredującego lądolodu</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa osadów w rynnach subglacialnych oraz przed czołem nasuwającego się lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> |
| | | | Zlodowacenie Nidy | <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $f_{pż2}^g Q_{p^2}^N$</p> <p>ropy, mułki i piaski zastoiskowe — $imp^b Q_{p^2}^N$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^N$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $f_{pż1}^g Q_{p^2}^N$</p> | <p>Akumulacja wodnolodowcowa osadów w rynnach subglacialnych oraz przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych utworzonych przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Egzaracja lodowcowa</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe pod lądolodem i przed czołem nasuwającego się lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa i modelowanie rynny subglacialnej</p> |

| | | | | | | |
|------------------------|---------------------|-------------------------------------|--------------------|--|--|---|
| C z w a r t o r z ę d | P l e j s t o c e n | Interglacjał augustowski | | Piaski i żwiry rzeczne — $_{pż}^f Q_{p^{1-2}}$ | Akumulacja rzeczna Erozja rzeczna | |
| | | Zlodowacenia najstarsze | Zlodowacenie Narwi | Mułki i ily jeziorne — $_{mi}^{li} Q_{p^{1-2}}$ | Akumulacja jeziorna | |
| Paleogen + czwartorzęd | Eocen + czwartorzęd | Eocen środkowy–górnny + czwartorzęd | | Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_{p^1}^A$ | Akumulacja wodnolodowcowa osadów w rynnach subglacialnych oraz przed czołem topniejącego lądolodu | |
| | | | | Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^1}^A$ | Erozja wodnolodowcowa Recesja lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Transgresja lądolodu | |
| Paleogen | Eocen | Eocen środkowy–górnny | | Utory eocenu środkowego–górnego oraz czwartorzędu nierozdzielone — $E_{2-3}+Q$ | Akumulacja w środowiskach lądowych w czasie transgresji i recesji lądolodu oraz rzecznych, jeziornych i bagiennych po ustąpieniu lądolodu Erozja rzeczna i denudacja Akumulacja w środowisku morskim, w strefie litoralnej w facjach lagunowo-barierowych Transgresja i regresja morska | |
| | | | | Piaski, mułki glaukonitowe z fosforytami i bursztynami oraz piaskowce — $_{pmGk} E_{2-3}$ | Regresja morska Akumulacja w środowisku morskim, w strefie litoralnej w facjach lagunowo-barierowych Transgresja morska | |
| K r e d a | K r e d a g ó r n a | Mastricht | | Mastricht górnny | Kreda pisząca, margle i wapienie — $_{kpmew} Cr_{m3}$ | Regresja morska Ruchy wypiętrzające fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej Akumulacja w morzu epikontynentalnym |
| | | | | Mastricht dolny | Kreda pisząca, margle, wapienie i piaskowce — $_{kpmew} Cr_{m1}$ | Akumulacja w morzu epikontynentalnym |
| | | Kampan | | Kreda pisząca, margle i wapienie — $_{kpmew} Cr_{cp}$ | | |
| | | Koniak + santon | | Kreda pisząca, margle i wapienie — $_{kpmew} Cr_{cn+st}$ | | |
| | | Santon | | Kreda pisząca, margle i wapienie — $_{kpmew} Cr_{st}$ | | |
| | | Koniak | | Kreda pisząca, margle i wapienie — $_{kpmew} Cr_{cn}$ | | |
| | | Cenoman + turon | | Wapienie organodetrytyczne, wapienie kredowate, wapienie margliste, wapienie margliste z czertami, margle, piaskowce margliste z fosforytami i kreda pisząca — $_{worwk} Cr_{c+t}$ | | |
| | | Turon | | Wapienie kredowate, wapienie margliste z czertami, margle i kreda pisząca — $_{wkwme} Cr_t$ | | |

| | | | | | |
|-------------|-----------------------|---------------|-------------|---|--|
| K r e d a | Kreda g6ma | Cenoman | | Wapienie organodetrytyczne, wapienie margliste i piaskowce margliste z fosforami — $worwme C_{r_c}$ | Akumulacja w morzu epikontynentalnym Stopniowe pogł6bianie zbiornika |
| | Kreda dolna | Alb | | Piaski i piaskowce glaukonitowe z fosforami oraz margle — $ppcGk C_{r_{al}}$ | Akumulacja w 6rodowisku płytkomorskim Transgresja morska |
| J u r a | J u r a g 6 r n a | Oksford | | Wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe, wapienie pelityczne i 6lowce — $worwrf J_o$ | Wynurzenie terenu i denudacja Regresja morska Ruchy tektoniczne fazy neokimeryjskiej orogenezy alpejskiej Sedymentacja w 6rodowiskach otwartego zbiornika i nerytycznych, w strefie litoralnej Subsyndencja dna zbiornika morskiego |
| | Jura 6rodkowa-g6ma | | | Wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe, wapienie pelityczne, dolomity, zlepienie i 6lowce — $worwrf J_{2-3}$ | Wynurzenie terenu i denudacja Regresja morska Ruchy tektoniczne fazy neokimeryjskiej orogenezy alpejskiej Akumulacja w 6rodowiskach otwartego zbiornika i nerytycznych, w strefach litoralnej i słaboenergetycznej Okresowe wynurzanie terenu Transgresja morska |
| | Jura 6rodkowa | Baton-kelewej | | Wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe, dolomity i zlepienie — $worwrf J_{bt-cl}$ | Akumulacja w 6rodowiskach morskich, w strefach litoralnej i słaboenergetycznej Okresowe wynurzanie terenu Transgresja morska |
| K a r b o n | K a r b o n g 6 r n y | Westfal | | Mułowce, 6lowce, piaskowce i w6giel kamienny — $mcicpc C_w$ | Sedymentacja w 6rodowiskach 6ródl6dowych, limnicznych i paralicznych Regresja morska Ruchy tektoniczne fazy asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej |
| | | Namur | | Mułowce, 6lowce, piaskowce, wapienie i w6giel kamienny — $mcicpc C_n$ | Akumulacja w 6rodowiskach 6ródl6dowych, rzecznych, limnicznych, paralicznych, deltowych i r6wni zalewowej Regresja morska Akumulacja w 6rodowiskach płytkiego szelfu w6glanowego i ilastego w strefie litoralnej Pionowe ruchy tektoniczne fazy sudeckiej orogenezy waryscyjskiej |
| | Karbon dolny | Wizen | Wizen g6rny | Mułowce, 6lowce, wapienie, piaskowce, boksyty, diabazy, tufy i tufity — $mcicw C_v$ | Akumulacja w 6rodowiskach morskich i paralicznych Transgresja morska Wulkanizm Erozja i denudacja |

| | | | | | |
|---------------------------------|-----------------------|-----------------|--|---|---|
| D e w o n | Dewon górny | Famen | Wapienie, margle, iłowce, mułowce, piaskowce i zlepieńce — wmeic D_{fa} | Erozja i denudacja Regresja morska Ruchy wznoszące fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej Akumulacja w środowiskach morskich i lądowych (lagunowo-kontynentalnych) | |
| | | Fran | Wapienie, dolomity i margle — wdome D_{fr} | Akumulacja w środowisku morskim, w strefie litoralnej | |
| | Dewon środkowy | Żywet | Mułowce, piaskowce, wapienie i dolomity — mcpc $D_{ż}$ | Akumulacja w środowisku morskim | |
| | | Eifel | | Akumulacja w środowisku morskim Transgresja morska | |
| | Dewon dolny | Ems | | Akumulacja w środowiskach lądowych i deltowych | |
| | | Zigen | | Akumulacja w środowiskach lądowych i deltowych | |
| | | Lochkov (żedyn) | İłowce, mułowce i łupki ilaste — icmchi D_{lk} | Regresja morska Akumulacja w środowiskach morskich i paralicznych Subsydencja dna zbiornika morskiego | |
| | S y l u r | | | İłowce i mułowce — icmc S | Akumulacja w środowisku morskim Ruchy tektoniczne orogenezy kaledońskiej |
| | | Przydol | | İłowce i mułowce — icmc S_p | Akumulacja w środowisku morskim |
| Ludlow | | | İłowce i mułowce — icmc S_{ld} | | |
| Wenlok | | | İłowce i mułowce — icmc S_w | | |
| Landover | | | İłowce i mułowce — icmc S_{la} | Akumulacja w środowisku morskim Ruchy tektoniczne orogenezy kaledońskiej | |
| O r d o w i k | | | Wapienie, dolomity, margle, piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce — wdome O | Ruchy tektoniczne orogenezy kaledońskiej Akumulacja w środowisku morskim | |
| | Ordowik górny | Aszgil | Wapienie, margle, mułowce i iłowce — wme O_a | Ruchy tektoniczne orogenezy kaledońskiej Akumulacja w środowisku morskim | |
| | | Karadok | Wapienie i iłowce — wic O_c | Akumulacja w środowisku morskim | |
| | Ordowik środkowy | Lanwim | İłowce, wapienie i dolomity — icwdo O_{ln} | | |
| | Ordowik dolny | Arening | Wapienie i dolomity — wdo O_{ar} | | |
| | | Tremadok | Wapienie, piaskowce i zlepieńce — wpczc O_t | | |

| | | | | |
|-----------------------|------------------|---------|--|---|
| K a m b r | | | Piaskowce, iłowce i mułowce — $_{peicmc} Cm$ | Ruchy wypiętrzające orogenezy kaledońskiej Akumulacja w środowisku morskim, w strefie litoralnej Transgresja morska |
| | Kambr środkowy | | Piaskowce, iłowce i mułowce — $_{peicmc} Cm_2$ | Ruchy wypiętrzające orogenezy kaledońskiej Akumulacja w środowisku morskim, w strefie litoralnej |
| | Kambr dolny | | Piaskowce, iłowce i mułowce — $_{peicmc} Cm_1$ | Akumulacja w środowisku morskim, w strefie litoralnej Transgresja morska |
| P r o t e r o z o i k | Neoproterozoik | Ediakar | Piaskowce, zlepienie i mułowce — $_{pezcmc} Pt_{ed}$ | Ustanie procesów ryftowych Akumulacja w środowiskach lądowych, rzecznych (facji korytowych i pozakorytowych), deltowych i równi pływowej |
| | Paleoproterozoik | | Granity, migmatyty, gnejsy i piroksenity — $_{ymi} Pt$ | Procesy metamorficzne, krzepnięcia magmy i ryftowe w czasie ruchów tektonicznych orogenezy swekokarelskiej i gotyjskiej |

We wczesnym środkowym dewonie na omawiany obszar ponownie wkroczyło morze. Profil utworów dewonu środkowego rozpoczynają osady terygeniczne eiflu, które są reprezentowane przez piaskowce i mułowce, a w stropie – dolomity. W żywocie postępowała transgresja morska. W profilu utworów żywotu występują wkładki morskich wapieni i dolomitów. We franie doszło do ujednoczenia facji. Utworzył się kompleks wapieni z fauną koralowców, który świadczy o sedymentacji w strefie litoralnej ze znikomym dopływem materiału terygenicznego. Maksimum transgresji morskiej wyznacza seria wapieni gruzłowatych, która odpowiada famenowi dolnemu (Łozińska-Stępień i in., 1986).

W późnym famenie, w fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej, doszło do wyniesienia północno-wschodniego obszaru obecnej niecki nadbużańskiej (Miłaczewski, Żelichowski, 1968, 1970; Porzycki, 1988; Narkiewicz i in., 2007). Powstały liczne uskoki głównie o przebiegu NE–SW, a także NW–SE. Amplituda przemieszczeń wahała się w granicach 0,5–2,0 km. Deformacje fazy bretońskiej mają charakter platformowy, względnie paraplatfomowy, z bardzo niewielkim udziałem struktur typu fałdowego, najczęściej w postaci fleksuralnego podgięcia warstw w strefach uskokowych. Od schyłku famenu do wczesnego wizenu, w czasie ruchów wznoszących fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej, na opisywanym obszarze zachodziły wzmożone procesy denudacyjno-erozyjne, które doprowadziły na zrębie Łukowa do odsłonięcia utworów syluru, a dalej na wschód nawet ordowiku i kambry.

Erozyjne ścięcie oszacowano na ponad 1,005 km, co daje średnią prędkość denudacji rzędu 50–60 m/mln lat. Końcowy etap ruchów fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej charakteryzował się wystąpieniem silnego wulkanizmu. Utworzyły się wtedy pokrywy diabazów, często przykryte utworami piroklastycznymi w postaci tufów i tufitów (Łozińska-Stępień i in., 1986), które rozpoczynają profil osadów wizenu. Ruchy w fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej zapoczątkowały tworzenie się niecki nadbużańskiej w obecnym kształcie. W późnym wizenie na omawianym obszarze rozpoczęła się sedymentacja utworów karbonu. Rozwijała się ona w sposób platformowy, który charakteryzuje się silną labilnością podłoża, co spowodowało cykliczne zmiany wykształcenia osadów. Utwory wizenu górnego reprezentują w przewadze osady węglanowe i terygeniczne facji paralicznej z bogatą fauną: ramienionogów, małżów, koralowców i liliowców, które kilkakrotnie przechodzą w sposób ciągły w cienkie, kontynentalne serie klastyczne z wkładkami łupków węglistych i rozproszoną substancją fitogeniczną. Utwory namuru A są podobnie wykształcone, ale w ich profilu wzrasta udział cyklotemów lądowych, co przypuszczalnie było wynikiem słabych, pionowych ruchów tektonicznych w fazie sudeckiej orogenezy waryscyjskiej. Osady namuru B reprezentują przede wszystkim fację limniczną. W profilu utworów ilość wkładek osadów morskich, w postaci ławic wapieni i margli z fauną, jest niewielka. Utwory namuru C tworzą ławice piaskowcowo-mułowcowe. Ku górze profilu osadów zmniejsza się liczba wkładek utworów facji paralicznej. W całym profilu utworów występują głównie klastyczne osady lądowe, które zawierają kilkanaście pokładów węgla kamiennego o niewielkiej miąższości. Sedymentację utworów karbonu kończą warstwy lubelskie, które obejmują westfal A i B. Seria warstw lubelskich ma niemal wyłącznie charakter limniczny, natomiast osady facji paralicznej rozpoznano jedynie w niższej części profilu utworów, którą zaliczono do westfalu A. Dominuje w niej litofacja mułowcowo-iłowcowa, w której stwierdzono przewarstwienia piaskowców i liczne wkładki węgla kamiennego. Miąższość węgla kamiennego wzrasta w stosunku do tych, które występują w wizenie i namurze, ale rzadko przekracza 1,5 m. Kompleks westfalski cechuje cykliczność właściwa dla osadów węglonośnych, które tworzą się w warunkach znacznej labilności podłoża. W najmłodszym westfalu rozpoczęła się regionalna regresja morska związana z fazą asturyjską orogenezy waryscyjskiej. Wcześniej, ruchy tektoniczne fazy asturyjskiej doprowadziły do odnowienia bretońskiego planu tektonicznego i przyczyniły się do powstania szeregu dyslokacji o niewielkich zrzutach, które spowodowały dalsze blokowe rozdrobnienie masywu prealpejskiego. Na omawianym obszarze w wyniku silnego wynoszenia struktury Kocka doszło do podgięcia fleksuralnego warstw karbonu, a następnie ich ścięcia erozyjnego. Ruchy tektoniczne fazy asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej zapoczątkowały długotrwały okres panowania warunków lądowych, które na opisywanym terenie trwały bez przerwy, co najmniej do środkowej jury. W czasie przerwy

sedymentacyjnej trwającej niemal 130 mln lat zachodziły przede wszystkim procesy denudacyjno-erozyjne, które doprowadziły do całkowitego usunięcia utworów karbonu i najwyższego dewonu w strukturze Kocka.

W środkowej jurze nastąpiła kolejna transgresja morska, która objęła swym zasięgiem cały obszar arkusza. Profil utworów jury środkowej rozpoczynają osady węglanowe batonu i keloweju, które są wykształcone głównie w facjach litoralnej i słaboenergetycznej. Omawiane utwory są reprezentowane głównie przez wapienie organodetrytyczne. Ich miąższość wynosi zaledwie kilka lub kilkanaście metrów, co wskazuje na okresowe wynurzanie się opisywanego terenu. Osady jury środkowej przechodzą w sposób ciągły w utwory oksfordu dolnego, które są wykształcone przede wszystkim w postaci wapieni organodetrytycznych biofacji gąbkowej. W omawianych osadach stwierdzono faunę amonitową, która wskazuje na sedymentację w strefie nerytycznej i otwarty typ zbiornika. W oksfordzie środkowym dominowała fauna koralowcowa i gąbkowa. Utworzyły się wówczas miąższe kompleksy wapieni rafowych i koralowo-gąbkowych z wkładkami wapieni marglistych. W oksfordzie górnym przeważały wapienie ooidowe, ooidowo-onkolitowe i ooidowo-grudkowe oraz rzadziej wapienie pelityczne. Opisywane osady zawierają liczne szczątki gąbek, ślimaków, ramienionogów i koralu. Charakter utworów i zespół fauny świadczą o sedymentacji w warunkach płytkomorskich. Dno zbiornika morskiego znajdowało się zwykle powyżej lub blisko podstawy falowania, natomiast jego subsydencja była zazwyczaj równoważona przyrostem osadów. W najmłodszym oksfordzie mogło już lokalnie dochodzić do krótkotrwałego występowania warunków lądowych. Wczesne ruchy tektoniczne fazy neokimeryjskiej orogenezy alpejskiej rozpoczęły się wraz z regionalną regresją morza jurajskiego. Omawiany obszar uległ wynurzeniu, a następnie denudacji. Luka stratygraficzna obejmuje utwory od kimerydu do kredy dolnej, ale nie można wykluczyć, że najwyższa część profilu osadów jury górnej została zniszczona w wyniku późniejszej denudacji.

U schyłku wczesnej kredy na zdegradowaną częściowo powierzchnię jurajską wkroczyło morze. Profil utworów kredy rozpoczynają transgresyjne osady piaszczysto-glaukonitowe albu, które miejscami w znacznej mierze wyrównały skrasowiałą rzeźbę terenu. W późnej kredzie nastąpiło uspokojenie warunków sedymentacji. Na piaskach i piaskowcach glaukonitowych z fosforytami albu zalegają zgodnie utwory cenomanu, które są wykształcone w postaci wapieni organodetrytycznych, wapieni marglistych i piaskowców marglistych z fosforytami biofacji inoceramowej. Od turonu dominowała facja wapieni kredowatych, kredy piszącej i margli. Opisywanym utworom w wyższych piętrach kredy górnej towarzyszą również margle, które często zawierają domieszkę glaukonitu. Pomimo monotonii osadów w profilu utworów kredy górnej odnotowano niewielkie luki stratygraficzne, które obejmują wyższą część osadów santonu i najwyższe poziomy utworów kampanu

(Witwicka, 1975). Omawiane luki mogą być związane z ruchami tektonicznymi orogenezy alpejskiej. U schyłku mastrychtu nastąpiła regresja morska, która była wynikiem ruchów wypiętrzających fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej. We wczesnym paleocenie opisywane ruchy doprowadziły do całkowitego wynurzenia omawianego obszaru, co wynika jedynie z przesłanek paleogeograficznych, ponieważ na terenie arkusza nie stwierdzono osadów paleocenu dolnego. Przerwa sedymentacyjna trwała od najmłodszego mastrychtu lub wczesnego paleocenu do środkowego eocenu, w którym doszło do ponownej transgresji morskiej (Łozińska-Stępień i in., 1986).

We wczesnym eocenie rejon północnej Lubelszczyzny pozostawał lądem, intensywnie denudowanym i peneplenizowanym, na którym w warunkach klimatu subtropikalnego tworzyły się pokrywy zwietrzelinowe typu laterytycznego i *terra rossa*. W środkowym eocenie na teren Lubelszczyzny wkroczyło morze z obszaru Morza Północnego, z którym są związane osady lutetu w Kostomłotach (poza terenem arkusza) (por. w opisie wydzielenia osadów eocenu środkowego–górnego w rozdz. Budowa geologiczna). Na południe od Lubelszczyzny morze oparło się o wał metakarpacki i tarczę ukraińską. W czasie maksymalnego zasięgu morza na omawiany teren docierały także zalewy morskie z morza znajdującego się na obszarze Podola (poza obszarem arkusza), o czym świadczy domieszka zimnolubnej, borealnej mikrofauny otwornicowej w spektrum mikropaleontologicznym osadów formacji z Siemienia (Pożaryska, 1977). Osady dolnej partii profilu, które utworzyły się w czasie cyklu transgresywno-regresywnego eocenu środkowego, zostały zerodowane na większości omawianego terenu i zachowały się lokalnie jedynie w jego północnej części, zwykle w postaci silnie zredukowanej. Powszechnie występujące osady bursztynonośne bartonu i priabonu powstały w wyniku regresji morza eoceńskiego (Karnkowski, Kasiński, 2014). Tworzenie się bursztynu miało miejsce w strefie litoralnej, głównie w środowiskach lagunowo-barierowych wzdłuż wybrzeża basenu sedymentacyjnego, który wycofywał się ku północnemu zachodowi (Kasiński, Tołkanowicz, 1999). Powstanie w dolnej części profilu osadów górnej warstwy fosforytonośnej jest związane z okresowymi przerwami w sedymentacji (Uberna, 1976). Kolejny epizod transgresywny miał miejsce we wczesnym oligocenie. W północnej części omawianego obszaru rozwinęły się dwa transgresywne systemy depozycyjne oddzielone lukami stratygraficznymi i niezgodnościami oraz utworami rzeczno-jeziornymi, lagunowymi i barierowymi formacji czempińskiej (Piwocki, Kasiński, 1995; Kasiński, 2019). Osadów oligocenu nie stwierdzono na opisywanym terenie.

Po regresji morskiej w późnym eocenie do chwili obecnej omawiany obszar pozostaje lądem. Na przełomie oligocenu i miocenu w wyniku nasilenia się ruchów tektonicznych fazy sawskiej orogenezy alpejskiej prawdopodobnie odnowieniu uległy główne dyslokacje, w tym strefa uskoku Kocka. Rozwój pokrywy osadowej plejstocenu miał miejsce na terenie zarówno wyniesionych powierzchni

zrównań paleogenu i neogenu, jak i w obrębie głębokiej rynny, która występuje wzdłuż doliny Wieprza. Jedyne w opisywanej rymnie zachował się możliwie pełny profil utworów, który obejmował przede wszystkim osady plejstocenu środkowego. W neogenie i we wczesnym plejstocenie na obszarze arkusza zachodziły przede wszystkim procesy erozyjno-denudacyjne. Na skutek tych procesów doszło do zniszczenia przeważającej części osadów eocenu środkowego–górnego oraz ukształtowania się rzeźby podłoża czwartorzędu. Na omawianym terenie nie udokumentowano utworów plejstocenu dolnego. W opisywanym okresie mogła zachodzić erozja w dolinach rzecznych, a na wysoczyźnie – silna denudacja (Łozińska-Stępień i in., 1986).

Wczesny plejstocen trwał od około 2,6 do 1,2 mln lat temu. We wczesnym plejstocenie środkowym, od 1,2 mln lat do 460 tys. lat temu, doszło do ochłodzenia klimatu na wielką skalę (Head, Gibbard, 2005; Clark i in., 2006; Tzedakis i in., 2006; Granoszewski, Winter, 2016). Ochłodzenie było spowodowane, m.in. zmianą orbity Ziemi wokół Słońca (ekscentryczność), która odbywała się w cyklach co około 100 tys. lat (Hrynowiecka, 2016). W okresach, w których docierało mniej energii słonecznej na Ziemię następowało ochłodzenie klimatu i rozwój zlodowaceń, a zwiększona ilość energii słonecznej skutkowałą ociepleniem klimatu i topnieniem lądolodów. W wyniku pierwszego znacznego ochłodzenia klimatu doszło do rozwoju lądolodu na obszarach okołobiegunowych, a następnie w Europie Środkowej. Lądolód objął swym zasięgiem wschodnią Polskę, w tym teren arkusza Leszkowice. W Polsce opisywany okres określa się zlodowaczeniem Narwi. Na skutek nasunięcia lądolodu tego zlodowacenia doszło do powstania głębokiej rynny polodowcowej wzdłuż obecnej doliny Wieprza. Być może rymna ta utworzyła się w miejscu płytszej doliny z plejstocenu dolnego. W dnie rymny w Luszawie zachowały się gliny zwałowe, a także wyżej występujące piaski i żwiry wodnolodowcowe. Po zlodowaceniu Narwi nastąpiło ocieplenie klimatu, w wyniku którego doszło do zniknięcia lądolodu. Osady interglacjału augustowskiego rozpoznano w rymnie polodowcowej w Luszawie. Rymna ta była wykorzystywana przez rzekę, w której były osadzane piaski i żwiry korytowe, a także mułki i ily pozakorytowe w odciętych starorzeczach. Prawdopodobnie, w opisywanym okresie rozwinęła się sieć rzeczna. Na podstawie wyników badań paleobotanicznych osadów jeziornych, m.in. w północnej Polsce (Winter, 2008; Winter i in., 2008) wykazano, że w najcieplejszym okresie interglacjału występowały lasy liściaste. Kolejne ochłodzenie klimatu spowodowało transgresję lądolodu zlodowacenia Nidy. Lądolód ten objął swym zasięgiem cały obszar arkusza, ale osady zachowały się jedynie w rymnie polodowcowej w Luszawie, która została przez niego przemodelowana. W opisywanej rymnie były osadzane piaski i żwiry wodnolodowcowe, gliny zwałowe oraz ily, mułki i piaski zastoiskowe. Prawdopodobnie, procesy erozyjne, związane z obecnością lądolodu zlodowacenia Nidy, w rymnie polodowcowej nie miały takiej skali, jak w czasie zlodowacenia Narwi lub

interglacjału augustowskiego. Na pozostałym terenie arkusza utwory zlodowacenia Nidy zostały zdenudowane lub ich nie rozpoznano. Ocieplenie klimatu w interglacjale małopolskim spowodowało zanik łądolodu zlodowacenia Nidy. Na omawianym obszarze nie stwierdzono utworów interglacjału małopolskiego. Prawdopodobnie, zachodziły wówczas procesy erozyjne w dolinach rzek, a następnie miała miejsce akumulacja osadów. W jeziorach polodowcowych odbywała się sedymentacja utworów jeziornych i biogenicznych. Kolejne ochłodzenie klimatu spowodowało transgresję łądolodu zlodowacenia Sanu 1, który objął swym zasięgiem niemal całą Polskę (Marks i in., 2016). Przed czołem tego łądolodu utworzyły się zastoiska, w których były osadzone ropy, mułki i piaski rozpoznane w okolicach Stójki, Serocka i Żurawińca. Pod stopą łądolodu zlodowacenia Sanu 1 odbywała się akumulacja glin zwałowych, które na omawianym obszarze zachowały się jedynie w postaci kilku płatów, m.in. w Luszawie, Stójce i Serocku. Wody z topniejącego łądolodu zlodowacenia Sanu 1 w strefach intensywnego przepływu przyczyniły się do niszczenia starszych osadów plejstocenu, a także utworów, które były wcześniej przez niego deponowane. W omawianym okresie nie doszło jednak do usunięcia starszych osadów, które wypełniały rynnę polodowcową w Luszawie. Po etapie erozji odbywała się akumulacja piasków i żwirów przez wody, które wypływały spod stopy łądolodu zlodowacenia Sanu 1.

Kolejne ocieplenie klimatu w interglacjale ferdynandowskim spowodowało zanik łądolodu zlodowacenia Sanu 1. W obniżeniach odbywała się akumulacja osadów biogenicznych – torfów oraz mułków i ropy jeziornych. W najcieplejszych okresach (optimach) opisywanego interglacjału występowały lasy liściaste z: dębem, lipą, grabem i leszczyną (Pidek, 2015; Pidek i in., 2015; Stachowicz-Rybka i in., 2017). Interglacjał ferdynandowski charakteryzował się obecnością dwóch okresów ciepłych (optimów) przedzielonych okresem zimnym. W okresie zimnym dominowała roślinność trawiasta i krzewiasta. Prawdopodobnie, jeziora znajdowały się w okolicach Firleja, Brzezin i być może Niedźwiady, a także poza terenem arkusza w niedaleko Sosnowicy, Podlodowa i Ferdynandowa.

Ochłodzenie klimatu spowodowało transgresję łądolodu zlodowacenia Sanu 2, który objął swym zasięgiem większą część obszaru Polski, w tym teren arkusza. Zlodowacenie Sanu 2 jest najmłodszym zlodowaceniem należącym do zlodowaceń południowopolskich, a zarazem ostatnim, które objęło swym zasięgiem cały omawiany obszar. Przybliżony czas trwania tego zlodowacenia jak i poprzednich wynosił około 100 tys. lat. Prawdopodobnie, w fazie anaglacjalnej zlodowacenia Sanu 2 między Firlejem a Serockiem płynęła rzeka z południa ku północy, w której były osadzone utwory piaszczyste. Przepływ opisywanej rzeki zanikł w czasie transgresji łądolodu zlodowacenia Sanu 2. Przed czołem tego łądolodu utworzyły się zastoiska. Dość rozległe zastoisko występuje między Firlejem a Serockiem, a miąższość jego osadów dochodziła do 5,0 m (por. w opisie rozdz. Budowa

geologiczna). Zastoiska w okolicach Stoczka i Brzezin cechowały się sporą głębokością, o czym świadczą wypełniające je utwory o znacznej miąższości (ok. 17,4 i 38,0 m). Przed czołem nasuwającego się lądolodu zlodowacenia Sanu 2 odbywała się akumulacja piasków i żwirów wodnolodowcowych. Tworzą one horyzont o rozciągłości kilku kilometrów, który znajduje się między Ostrówkiem-Kolonią a Stójką. W czasie dalszej transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 były osadzone gliny zwałowe oraz piaski i żwiry lodowcowe, które po jego zaniku odsłoniły się na powierzchni terenu. Na skutek późniejszych procesów denudacyjnych gliny zwałowe na omawianym obszarze zachowały się jedynie częściowo. W czasie zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 2 materiał piaszczysto-żwirowaty i ablacyjny był akumulowany, przez wody lodowcowe, w jego szczelinach. Ozy rozpoznano niedaleko Żurawińca, a bardzo zdenudowane wzgórza – w pobliżu Kamienowoli i Brzeźnicy Leśnej.

Z brył martwego lodu wytapiał się i spływał materiał żwirowato-piaszczysty, z którego utworzyły się moreny martwego lodu stwierdzone jedynie w Kamienowoli, Stójce i Tarle. W przetainach martwego lodu utworzyły się kemy zbudowane z piasków, mułków i żwirów. Większość kemów uległa zniszczeniu na skutek późniejszych procesów denudacyjnych. Na omawianym terenie zachowały się jedynie dwie takie formy niedaleko Antoniówki. Istotną rolę morfotwórczą odegrały wody z topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2, które wyerodowały rynnę o głębokości 30,0 m w obrębie poligenetycznego obniżenia w Luszawie. Na skutek erozji przez wody z topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2 doszło do zniszczenia glin zwałowych tego zlodowacenia, a także utworów zlodowaceń Sanu 1 i Nidy. Następnie opisywana rynna została wypełniona osadami piaszczysto-żwirowatymi. Prawdopodobnie, wody z topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2 zniszczyły także starsze utwory plejstocenu od stanowiska Karczunek, przez Niedźwiadę i Leszkowice, do Firleja. Przypuszczalnie, była to droga odpływu wód sprzed czoła topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2. W okolicach Niedźwiady i Górki Lubartowskiej osady wodnolodowcowe występują na utworach eocenu środkowego–górnego. Przed czołem topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2 powstały rozległe równiny sandrowe i wodnolodowcowe, które pokrywają większość obszaru arkusza. Na podstawie wyników datowania metodą OSL wieku piasków potwierdzono ich przynależność do zlodowacenia Sanu 2. Wzdłuż obniżenia powstał szereg zagłębień typu krasowego i termokrasowego (stanowisko Karczunek, jeziora Firlej i Kunowskie, które znajduje się poza obszarem arkusza). Kolejne ocieplenie klimatu w interglacjale mazowieckim spowodowało całkowite wycofanie się lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Przyjmuje się, że od interglacjału mazowieckiego (późny plejstocen środkowy) do późnego plejstocenu częstotliwość zmian klimatycznych wynosiła około 30–40 tys. lat i była związana głównie z cykliczną zmianą kąta nachylenia osi ziemskiej (Hrynowiecka, 2016). Interglacjał mazowiecki trwał od około 420 do 390 tys. lat temu (Marks i in., 2016). Powierzchnia

terenu po recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 była urozmaicona zagłębieniami bezodpływowymi. W czasie interglacjalu mazowieckiego w opisywanych zagłębieniach występowały zbiorniki jeziorne, w których były osadzone torfy i mułki. Takie zbiorniki stwierdzono na obszarze arkusza Adamów SMGP (Żarski, 2009), a także za wschodnią granicą terenu arkusza, m.in. w stanowisku Brus i Dobropolu. Największy i najgłębszy zbiornik znajdował się w rynn timerze polodowcowej między Sernikami a Rokitem w dolinie Wieprza, na obszarze sąsiedniego arkusza Lubartów SMGP (Łozińska-Stępień i in., 1985a). Jest to ta sama rynna, którą stwierdzono w Luszawie, ale rynna polodowcowa w Sernikach została wypełniona utworami martwego lodu, natomiast w Luszawie – osadami piaszczystymi. Po wytopieniu się lodu powstało głębokie jezioro. Miąższość serii jeziornej osiąga 30,0 m. Obecność jeziora w Sernikach w interglacjale mazowieckim raczej wyklucza występowanie w tym miejscu doliny Prawieprza. Prawdopodobnie, współczesna dolina Wieprza uformowała się po interglacjale mazowieckim, tak jak dolina Tyśmienicy. Na podstawie wyników badań palinologicznych wykazano, że w optimum klimatycznym omawiany obszar był pokryty lasami mieszanymi, m.in. z cisem i jodłą (Krupiński i in., 2004). Klimat był ciepły i dość wilgotny.

Kolejne ochłodzenie klimatu spowodowało transgresję lądolodu zlodowacenia Odry (faza postojowa Warty). Prawdopodobnie, nie było dwóch oddzielnych zlodowaceń Odry i Warty. Lądolód zlodowacenia Odry osiągnął swój maksymalny zasięg w okolicy Siedlec, a odpływ wód sprzed czoła tego lądolodu odbywał się w kierunku wschodnim ku Prypeci, m.in. wzdłuż obecnej doliny Krzny (poza obszarem arkusza). W późniejszym czasie wody kierowały się na zachód obecną doliną Wieprza. W okresie zlodowacenia Odry, rzeka Wieprz ponownie płynęła w kierunku północnym (tak jak rzeka Tyśmienica) i zaczęła formować współczesną dolinę. W czasie zaniku lądolodu zlodowacenia Odry doszło do utworzenia się największego wcięcia erozyjnego. W tym okresie powstały tarasy erozyjno-akumulacyjne, które w pierwszym wydaniu arkusza określono jako tarasy kemowe w dolinie Tyśmienicy i miejscami w dolinie Wieprza. Rzeki Wieprz i Tyśmienica, wzdłuż doliny Wieprza, zmieniły swój kierunek płynięcia z południkowego na równoleżnikowy. Ocieplenie klimatu w interglacjale eemskim doprowadziło do procesów erozyjnych i akumulacyjnych, m.in. w dolinach Wieprza i Tyśmienicy. Na omawianym terenie nie stwierdzono osadów rzecznych. U schyłku zlodowacenia Odry i we wczesnym interglacjale eemskim, prawdopodobnie w stanowisku Karczunek, na skutek procesów krasowych utworzyło się zagłębienie krasowe, które zostało wypełnione wodą. Omawiane zagłębienie rozciąga się wzdłuż linii hipotetycznego odpływu wód z topniejącego lądolodu zlodowacenia Sanu 2. W jeziorze były osadzone torfy oraz gytie i mułki. Prawdopodobnie, opisywane stanowisko jest jedynym, w którym udokumentowano ślady procesów krasowych u schyłku zlodowacenia Odry. Na opisywanym terenie procesy krasowe zachodziły głównie u schyłku zlodowaceń

północnopolskich i we wczesnym holocenie. W okresie interglacjału eemskiego, na omawianym obszarze, panował dość ciepły klimat. W czasie optimum klimatycznego występowały lasy liściaste dąbrowy i lasy grabowe. Interglacjał eemski wraz ze zlodowaceniem Wisły zaliczono do plejstocenu górnego (Marks i in., 2016). Przyjmuje się, że okres plejstocenu górnego trwał od 132 do 115 tys. lat temu. Kolejne ochłodzenie klimatu spowodowało transgresję lądolodu zlodowacenia Wisły. Okres zlodowacenia Wisły trwał od 115 do 11,7 tys. lat temu. Lądolód zlodowacenia Wisły, 25–15 tys. lat temu, nasunął się jedynie na północną i północno-zachodnią część terenu Polski (Marks i in., 2018). W czasie zlodowacenia Wisły, prawdopodobnie doszło do poszerzania doliny Wieprza i modelowania doliny Tyśmienicy. W okresie maksymalnego zasięgu opisywanego lądolodu, w północnej części obszaru Polski były osadzone utwory, które tworzą obecne tarasy nadzalewowe. U schyłku zlodowacenia Wisły powstały tarasy nadzalewowe rzek Wieprza i Tyśmienicy. Potwierdzono to na podstawie wyników datowania metodą OSL próbek piasków rzecznych pobranych w Tarkawicy (punkt dok. 3), których wiek wyniósł 16 i 12 tys. lat. Ocieplenie klimatu u schyłku zlodowacenia Wisły spowodowało wzmożoną erozję rzeczną i formowanie się nowego koryta rzecznego. Poza terenem dolin Wieprza i Tyśmienicy, w obniżeniach były osadzone utwory jeziorne (rozlewiskowe), a w mniejszych dolinach – osady rzeczno-peryglacialne. W warunkach strefy peryglacialnej, w starszym i młodszym dryasie, a także w fazie pomorskiej zlodowacenia Wisły miały miejsce intensywne procesy eoliczne. Powstały liczne równiny piasków przewianych i wydmy. Potwierdzono to na podstawie wyników datowania metodą OSL próbki piasków pobranej z wydmy w stanowisku Karczunek ($12,7 \pm 1,8$ tys. lat), a także osadów eolicznych, m.in. na obszarze arkuszy Kaplonosy (14,6 tys. lat; Żarski, Morawski, 2018, 2019) i Garwolin SMGP ($12,5 \pm 1,0$ tys. lat; Żarski, 2020a, b). W czasie zlodowacenia Wisły omawiany teren był objęty zlodowaceniem podziemnym (Dobrowolski, 2006). Procesy związane z degradacją wieloletniej zmarzliny rozpoczęły się w bøllingu i trwały aż do przełomu późnego glacjału (zlodowacenia Wisły) i holocenu. Degradacja wieloletniej zmarzliny spowodowała wzmożenie krążenia wody, a w jego wyniku rozpuszczenie CaCO_3 oraz powstanie lejów i obniżeń krasowych. Omawiane procesy zachodziły pod utworami mineralnymi. Taki typ procesów określa się jako kras zakryty. Opisywane formy utworzyły się w strefach rozluźnień skał. Prawdopodobnie, w okresie zlodowacenia Wisły powstały jeziora Firlej i Jezioro, szereg zagłębień w okolicach Wólki Siemieńskiej i Nadziei oraz przegłębienia w dolinie Tyśmienicy, które w pierwszym wydaniu arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986) były interpretowane jako zagłębienia po martwym lodzie. Utwory zwietrzelinowe (eluwialne) są efektem procesów wietrzenia mechanicznego w warunkach strefy peryglacialnej. W okresie zlodowacenia Wisły i holocenie w wyniku zmywania osadów ze stoków doszło do utworzenia się pokryw deluwialnych.

U schyłku ostatniego zlodowacenia i we wczesnym holocenie erozja, która zachodziła w dolinie Wieprza, osiągnęła cokół erozyjny na głębokości 5,0–7,0 m poniżej dna współczesnej doliny. W wyniku akumulacji piasków, żwirów i mułków utworzyły się stożki napływowe. Z opisywanym okresem są związane tarasy akumulacyjne zalewowe 2,0–3,0 m n.p. rzeki, na których powierzchni tworzyły się wielkopromienne meandry (faza wielkich meandrów). Kolejna, niezbyt silna erozja spowodowała częściowe zniszczenie omawianych tarasów, a w ich miejscu powstały tarasy akumulacyjne zalewowe 0,5–2,0 m n.p. rzeki z widocznymi na ich powierzchni śladami meandrowania. Zaobserwowano tendencję do zmiany rozwinięcia koryta z meandrującego na roztokowe, którą Szumański (1981) związał z działalnością człowieka w XVIII–XIX wieku (dewastacja lasów, upadek systemu małej retencji i upowszechnianie roślin okopowych w rolnictwie). Tarasy zalewowe były kształtowane i nadal są przez stany powodziowe rzeki Wieprz, w wyniku których dochodzi do akumulacji mułków (mad) i miejscami również piasków.

Współczesne koryto rzeki Wieprz cały czas podlega zmianom. Tworzą się odsypy i odcięte meandry. W wyniku erozji bocznej dochodzi do podcinania krawędzi tarasów zalewowych. W odciętych starorzeczach powstają torfy. Rozległe obszary akumulacji osadów mineralno-organicznych holocenu tworzą doliny Tyśmienicy i Piskornicy. Występują tu torfy niskie głównie biofacji trzcinowej o znacznej miąższości. W dolinie Tyśmienicy torfy są podścielone gytiami wapiennymi, które wskazują na akumulację typowo jeziorną. Na obszarze wysoczyznowym, w obrębie zagłębień bezodpływowych, tworzyły się zazwyczaj torfy niskie, rzadziej przejściowe, natomiast w strefach płytkiego występowania wód gruntowych odbywała się sedymentacja przeważnie mułków i piasków humusowych.

Z działalnością człowieka są związane, m.in. procesy melioracyjne. Rzeka Tyśmienica była rzeką meandrującą, ale jej koryto wyprostowano i skanalizowano prawdopodobnie kilkadziesiąt lat temu. Jednak miejscami zaczyna ona tworzyć zakola i niewykluczone, że za jakiś czas powróci do swojego naturalnego charakteru rzeki meandrującej. Ponadto w dolinach rzek utworzono stawy, które korzystnie oddziałują na retencję wodną.

IV. PODSUMOWANIE

W ramach prac związanych z aktualizacją arkusza Leszkowice SMGP zebrano nowe dane geologiczne w postaci profili otworów wiertniczych, opracowań kartograficznych SMGP, opracowań surowcowych, geofizycznych i hydrogeologicznych oraz licznych publikacji. Na podstawie tych materiałów zreinterpretowano stratygrafię osadów plejstocenu, a także zweryfikowano stratygrafię

utworów paleozoiku i mezozoiku. Największą zmianą w stosunku do pierwszego wydania arkusza jest przyjęcie założenia o maksymalnym zasięgu zlodowacenia Odry, kilkadziesiąt kilometrów na północ od omawianego terenu. W związku z tym, osady glacialne i fluwioglacjalne, które znajdują się na powierzchni terenu, zaliczono do zlodowacenia Sanu 2, a nie do zlodowacenia Odry, jak uważali autorzy pierwszego wydania arkusza (Łozińska-Stępień i in., 1986). Ponadto zmieniono klasyfikację genetyczną form rzeźby terenu. Najważniejsze zmiany, które nastąpiły i dotyczą form oraz utworów w stosunku do pierwszej wersji arkusza opisano poniżej:

1. Dolina rzeki Tyśmienicy ma genezę fluwialną, a nie glacialną.
2. Tarasy wzdłuż doliny rzeki Tyśmienicy są tarasami erozyjno-akumulacyjnymi, które utworzyły się u schyłku zlodowacenia Odry (Marks i in., 2016), a nie tarasami kemowymi.
3. Utwory, które występują w obrębie doliny strugi Piskornicy i obniżen niedaleko Nadziei, są osadami rzecznyymi ze zlodowacenia Wisły, a nie utworami kemowymi zlodowacenia Odry.
4. Wyniesienia piaszczyste w dolinie rzeki Tyśmienicy mają genezę rzeczną, a nie limnoglacialną (kemy) i pochodzą ze zlodowacenia Wisły, a nie zlodowacenia Odry.
5. Na powierzchni terenu w okolicach Wólki Siemieńskiej i Działynia znajdują się utwory wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 2, a nie osady moren martwego lodu. Ponadto zagłębienia występujące w obrębie tych utworów mają genezę termokrasową lub krasową.
6. Zagłębienia znajdujące się niedaleko Siemienia i Nadziei mają także genezę termokrasową lub krasową, tak jak jeziora Firlej i Jezioro, obniżenia w stanowisku Karczunek oraz przegłębienia w dolinie Tyśmienicy.

W ramach aktualizacji niniejszego opracowania dokonano również rozpoziomowania stratygraficznego osadów plejstocenu zgodnie z wytycznymi obowiązującej Instrukcji opracowania i wydania SMGP w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji z 2011 r., a także wyróżniono utwory zlodowacenia Narwi, zlodowaceń południowopolskich Nidy, Sanu 1 i Sanu 2 oraz dzielących je interglacjałów augustowskiego, ferdynandowskiego i eemskiego. Na powierzchni terenu stwierdzono również osady ekstraglacialne zlodowaceń Odry (faza postojowa Warty) i Wisły. Uszczegółowiono granice morfologiczne wszystkich form pozytywnych i negatywnych, które znajdują się na powierzchni terenu i dostosowano je do numerycznego modelu terenu. Ponadto wzięto pod uwagę wpływ procesów krasowych i termokrasowych na rzeźbę terenu. Wyznaczono także dokładniejsze granice występowania osadów eocenu środkowego–górnego, opierając się na nowych profilach otworów surowcowych szczególnie w okolicach Niedźwiady, Leszkowic i Górki Lubartowskiej. Dokonano nowej interpretacji struktury Kocka na podstawie profili sejsmicznych i najnowszych publikacji. Rozpoziomowano stratygraficznie utwory kambru, ordowiku i syluru. Wyróżniono także

skały proterozoiku. Ponadto w wyniku weryfikacji stratygraficznej osadów profili głębokich otworów wiertniczych częściowo dokonano zmian granic pięter w utworach paleozoiku i mezozoiku.

Do nierozwiązanych problemów należą:

- wiek serii osadów piaszczystych bez poziomów glacialnych, które występują w wielu archiwalnych profilach otworów wiertniczych;
- procesy kształtujące doliny Tyśmienicy i Wieprza w plejstocenie;
- geneza osadów, które stwierdzono w jeziorach Firlej i Jezioro, a także w formach krasowych.

Warszawa, 2019 r.

LITERATURA

- Będkowski Z., Siwy-Będkowska K., Maleszyk M., Kwecko P., Bojakowska I., Miecznik J., 2011 — Objasnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Bojkowski K., 1966 — Charakterystyka faunistyczna osadów karbonu lubelskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **44**: 55–78.
- 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., 1983 — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. W: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **39**, 3: 39–50.
- Buraczyński J., Harasimiuk M., Henkiel A., Wojtanowicz J., 1980 — Stratygrafia osadów zlodowacenia środkowopolskiego na przedpolu Wyżyny Lubelskiej między Wieprzem i Bugiem (streszczenie referatu). W: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Przew. seminarium terenowego: 37–39. Wyd. UMCS, Lublin.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981 — Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **35/36**, 5: 63–79.
- Cebulak S., 1974 — Karbon. W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**: 98–107.
- Cebulak S., Laskowski M., Porzycki J., Zdanowski A., 1978 — Dokumentacja końcowa badań penetracyjnych karbońskich boksytów między Włodawą a Łukowem. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec*.
- Clark P.U., Archer D., Pollard D., Blum J.D., Rial J.A., Brovkin V., Mix A.C., Pisias N.G., Roy M., 2006 — The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 23–24: 3150–3184.
- Czubla P., Terpiłowski S., Orłowska A., Zieliński P., Zieliński T.J., Pidek I.A., 2019 — Petrographic features of tills as a tool in solving stratigraphical and palaeogeographical problems – a case study from Central–Eastern Poland. *Quater. Inter.*, **501**: 45–58.
- Dembowski Z., Porzycki J. (red.), 1988 — Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **122**.

- Dobrowolski R., 2006 — Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin: 1–184.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1988 — Litologia i stratygrafia osadów eo- i mezoplejstocenijskich środkowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **42/43**, 1.
- 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., Harasimiuk M., Wojtanowicz J., 1994 — Stratygrafia utworów glacialnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **49**, 2.
- Drozd M., Trzepla M., 2007 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kock (676). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drozd M., Trzepla M., 2008 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kock (676). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Feldman-Olszewska A., 2011 — Jura. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 122–123.
- Gałus S., 2002 — Dokumentacja geologiczna złoża torfu „Stoczek” w kat. C₁. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Gawor-Biedowa E., 1981 — Oznaczanie wieku osadów na podstawie otwornic pochodzących z 11 próbek skalnych pobranych z wierceń na arkuszu Leszkowice SMGP. Opracowanie specjalne dla arkusza Leszkowice SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB., Warszawa.
- Gazda L. (red.), 2016 — Lubelski bursztyn. Znaleźiska, geologia, złoża, perspektywy. *Prz. Geol.*, **64**, 6.
- Gaździcka E., 1994 — Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland) – their biostratigraphic and palaeogeographic significance. *Geol. Quart.*, **38**, 4: 727–738.
- Gaździcka E., 1997 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego w utworach eocenu Lubelszczyzny. W: Realizacja projektu prac geologicznych dla określenia perspektyw występowania złóż bursztynu w utworach eocenu Lubelszczyzny (Kasiński J.R., red.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Godlewska A., 2014 — Dynamika lądolodu Warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej: 1–153. Wyd. UMCS, Lublin.
- Granoszewski W., Winter H., 2016 — Zmiany klimatu w plejstocenie w świetle danych palinologicznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 43–48.
- Guterch A., Grad M., 2006 — Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 23–32.
- Guterch A., Grad M., Janik T., Materzok R., Luosto U., Yliniemi J., Lück E., Schulze A., Förste K., 1994 — Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 2: 1489–1496.
- Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuc E., 1986 — Deep structure of the Earth’s crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre zone). *Tectonophysics*, **128**, 3–4: 251–279.
- Guterch A., Grad M., Materzok R., Toporkiewicz S., 1983 — Struktura skorupy ziemskiej centralnej części basenu permjskiego na obszarze Polski. *Acta Geophys. Pol.*, **31**, 2: 121–138.
- Harasimiuk M., 1984 — Osady najniższego trzeciorzędu Wyżyny Lubelskiej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **39**, 1: 1–13.

- Harasimiuk M., Henkiel A., 1981 — Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 147–161.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1984 — Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin 6–8 września: 56–70.
- Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.), 2004 — Zlodowacenie warty w Polsce: 1–171. Wyd. UMCS, Lublin.
- Head M.J., Gibbard P.L., 2005 — Early–Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. W: Early–Middle Pleistocene Transitions: the land-ocean evidence (Head M.J., Gibbard P.L., red.). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **247**: 1–18.
- Henkiel A., 1984 — Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **39**, 2: 15–38.
- Henkiel A., 1988 — Regionalne zróżnicowanie pokrywy czwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **39**: 73–90.
- Hrynowiecka A., 2016 — Przyczyny i mechanizmy zmian klimatu w plejstocenie – state of art. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 26–34.
- 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. Quart.*, **63**, 2: 375–394.
- 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. *Studia Quatern.*, **31**, 1: 17–30.
- Jahn A., 1946 — Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim (Podlasie). *Czas. Geogr.*, **17**: 226–229.
- Jahn A., 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **7**.
- Jahn A., Turnau-Morawska M., 1952 — Preglacja i najstarsze twory plejstocenijskie Wyżyny Lubelskiej. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **1. Biul. Państw. Inst. Geol.**, 65: 269–311.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1980 — Podstawy paleobotaniczne stratygrafii dolnego i środkowego plejstocenu Polski SE (streszczenie referatu). W: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Przew. seminarium terenowego: 29–30. Wyd. UMCS, Lublin.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J., 1980 — Stratygrafia i zasięgi osadów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu między Wisłą a Bugiem. W: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Przew. seminarium terenowego: 35–36. Wyd. UMCS, Lublin.
- Kaliś J., 1969 — Wstępna stratygrafia serii górnodewońskiej z niektórych wierceń zachodniej części niecki lubelskiej. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 4: 805–822.
- Karaszewski W., 1954 — O obecności dwóch starszych interglacialiów w profilu Syrnik nad Wieprzem. **5. Biul. Inst. Geol.**, 69: 167–169.
- Karnkowski P.H., Kasiński J.R., 2014 — Paleografia i architektura utworów paleogenu Lubelszczyzny (południowo-wschodnia Polska). W: Mat. 83. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyzwania geologii regionu lubelskiego w XXI wieku (Mizerski W., red.): 22. Biała Podlaska, 29–31 maja. 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 (Gazda L., red.): 68–93. Państw. Wyższa Szkoła w Chełmie. Wyd. Stellarium, Kraków.
- Kasiński J.R., 2019 — Paleogen północnej Lubelszczyzny (manuskrypt). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Kasiński J.R., 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 (Kosmowska-Ceranowicz B., Paner H., red.): 41–51. Muzeum Archeol., Gdańsk.
- Kopacz M., Meszczyński J., 2000a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kopacz M., Meszczyński J., 2000b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Korejwo K., 1969 — Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowland. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 4: 609–709.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Kociszewska-Musiał G., Musiał T., Müller C., 1990 — Bursztynonośne osady trzeciorzędowe okolic Parczewa. *Pr. Muzeum Ziemi*, **41**: 20–35.
- Kowalewski K., 1924 — O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **8**: 12–14.
- Kowalski W.C., Liszkowski J., 1972 — Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 14: 5–15.
- Krassowska A., 1990 — Utwory młodszej kredy górnej i paleocenu dolnego w głębokich otworach wiertniczych w rejonie Puław, Lublina i Lubartowa. *Prz. Geol.*, **38**, 4: 168–173.
- Krupiński K.M., 2000 — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **169**.
- Krupiński K.M., Nitychoruk J., 1991 — Geologic setting and pollen analysis of interglacial organic sediments at Mokransy Nowe in Podlasie, Eastern Poland. *Acta Palaeobot.*, **31**, 1–2: 227–243.
- Krupiński K.M., Rytel A., Saliński P., 1982 — Stanowisko eemskich osadów jeziornych w Karczunku na Wysoczyźnie Lubartowskiej. *Kwart. Geol.*, **26**, 1: 147–158.
- Krygowski B., 1947 — Zarys geologiczno-morfologiczny południowego Polesia. *Pr. Kom. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Ser. A.*, **5**, 1: 1–139.
- Krzemińska E., 2011 — Nowe badania petrograficzne skał podłoża krystalicznego. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 64–71.
- Krzemińska E., Wiszniewska J., Williams I.S., 2011 — Wstępne wyniki badań geochronologicznych. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 71–72.
- Krzywiec P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422: 1–18.
- Krzywiec P., 2009 — Devonian–Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, **475**, 1: 142–159.
- Krzywiec P., 2011 — Interpretacja tektoniczna profilu sejsmicznego TO690481 w rejonie otworu wiertniczego Parczew IG 10. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 145–147.
- Kucharska M., 2007 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kucharska M., Żarski M., Przasnyska J., Tekielska A., 2020a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Siedlce, wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Kucharska M., Żarski M., Przasnyska J., Tekielska A., 2020b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Siedlce, wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Langier-Kuźniarowa A., 2011 — Petrografia utworów ordowiku. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 95–98.
- Leszczyński K., 2011 — Kreda. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 123–125.
- Lewiński J., Samsonowicz J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, **31**.
- 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: 57–64.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**: 1–105.
- Liszkowski J., 1979a — Objasnienia 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: 5–95.
- Łozińska-Stępień H., 1977 — Inżyniersko-geologiczna charakterystyka lubelskiej kredy piszącej. *Prz. Geol.*, **25**, 3: 132–134.
- Łozińska-Stępień H., Liszkowski J., 1978 — Kompleksowa ocena warunków inżyniersko-geologicznych doliny Wieprza na odcinku Czerniejów–Kock dla potrzeb wyboru lokalizacji zagospodarowania przestrzennego LZW. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Łozińska-Stępień H., Liszkowski J., Saliński P., Rytel A., Janicka J., 1980 — Kompleksowa ocena warunków inżyniersko-geologicznych obszaru wysoczyzny dla potrzeb zagospodarowania przestrzennego LZW. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Łozińska-Stępień H., Rytel A., Saliński P., 1985a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubartów (713). Inst. Geol., Warszawa.
- Łozińska-Stępień H., Rytel A., Saliński P., 1985b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). 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 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Inst. Geol., Warszawa.
- Małek M., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., 2011c — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łuków – reambulacja. 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*, **62/2**.
- Marks L., Dierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3: 403–427.
- 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 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wołyn (641). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Marszałek S., Drzymała J., Małek M., 2001b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wołyn (641). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Maruszczak H., 1966 — Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ krasu kredy piszącej). *Prz. Geogr.*, **38**, 3: 339–370.
- Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017 — Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre’a-Tornquista w świetle nowych badań. *Prz. Geol.*, **65**, 12: 1511–1520.
- Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016 — Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, **692**: 29–43.
- Migier T., 1988 — Stratygrafia karbonu na podstawie makroflory. W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **122**: 120–131.
- Miłaczewski L., 1973 — Dokumentacja wynikowa otworu Kock 12. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- 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-waryscyjski (streszczenie referatów): 50–55. Wrocław, 17–18 listopada.
- Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1968 — Niektóre zagadnienia stratygrafii i tektoniki dewonu oraz karbonu na Lubelszczyźnie (streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, **12**, 2: 423–424.
- Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 3–5 września.
- Miłaczewski L., 2008a — Dewon. W: Kock 12. Weryfikacja profili stratygraficznych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Miłaczewski L., 2008b — Dewon. W: Tarkawica 1. Weryfikacja profili stratygraficznych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Modliński Z., Szymański B., 2008 — Ordowik. W: Tarkawica 1. Weryfikacja profili stratygraficznych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Modliński Z., Szymański B., 2011 — Ordowik. Litologia i stratygrafia. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiern. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 93–95.
- Mojski J.E., 1964 — Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu. *Kwart. Geol.*, **8**, 2: 326–341.
- Mojski J.E., 1968 — Przekrój czwartorzędu w Luszawie i jego znaczenie dla poznania historii doliny Wieprza w plejstocenie (streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, **12**, 4: 1071–1072.

- Mojski J.E., 1969 — Stratygrafia mezoplejstocenijskich osadów lodowcowych. *Kwart. Geol.*, **13**, 2: 385–407.
- 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 (Galon R., red.). **2**. Niż Polski. PWN, Warszawa.
- Mojski J.E., 1984 — Plejstocen. Eoplejstocen, mezoplejstocen. Niż Polski i wyżyny środkowopolskie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik, Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Morawski J., 1955 — Profil geologiczny interglacjału w Rokitnie nad Wieprzem. *Ann. UMCS, Sect. B*, **9**, 6: 259–266.
- Mojski J.E., Rühle E., 1965 — Atlas Geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. **12**. Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Rzechowski J., Woźny E., 1966 — Górny eocen w Luszawie nad Wieprzem koło Lubartowa. *Prz. Geol.*, **14**, 12: 513–517.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1975 — Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **17**. *Biul. Inst. Geol.*, 290: 97–139.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1977 — Plejstocenijskie osady jeziorne na Polesiu Lubelskim. *Studia Geol. Pol.*, **52**: 315–323.
- Narkiewicz M., 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Prz. Geol.*, **51**, 9: 771–776.
- Narkiewicz M., 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- Narkiewicz M., Dadlez R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5: 391–397.
- Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007 — Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422, 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 Tesisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**: 775–796.
- Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998 — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiejsz obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 31–46.
- Niemczycka T., 1973 — Polska wschodnia. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 2. Mezozoik: 328–345. Inst. Geol., Warszawa.
- Niemczycka T., 1976 — Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Pr. Inst. Geol.*, **77**: 1–99.
- Nitychoruk J., 1994 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocz. Międzyrzecki*, **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 (streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 1016–1017.
- Paczeńska J., 2011a — Ediakar. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 76–88.
- Paczeńska J., 2011b — Kambr. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 88–90.
- Paczeńska J. (red.), 2011c — Parczew IG 10. *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130.
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczania wieku próbek metodą OSL dla arkusza Leszkowice (677) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Parecki A., Bujakowska K., 2004 — Dokumentacja geologiczna złoża bursztynu „Górka Lubartowska” w kat. D. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Paździor M., 2018 — Dokumentacja geologiczna złoża torfu „Stoczek I” w kat. C₁. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pelc T., 1999 — Dewońsko-karboński diapiryzm sylurskich osadów ilastych basenu lubelskiego. 5. Konf. Nauk.-Tech. Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska: 137–142. Kraków.
- 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 I.A., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., 2015 — Nowe dane paleobotaniczne z profilu Ferdynandów 2011 na stanowisku stratotypowym. *Ann. UMCS, Sect. B*, **70**, 1: 9–26.
- Pidek I.A., Terpiłowski S., Małek M., 2011 — Succession of the Mazovian Interglacial near Łuków (E Poland): palynostratigraphic and palaeogeographic approach. *Geologija*, **53**, 1: 27–35.
- Piwocki M., 2002 — Stratygrafia osadów bursztynonośnych północnej Lubelszczyzny. *Prz. Geol.*, **50**, 10/1: 871–874.
- Piwocki M., Kasiński J.R., 1995 — Outline of development of the Lower Oligocene transgression in northern Poland. *Tech. Poszuk. Geol., Geosynoptyka i Geotermia*, **34**, 3: 47–52.
- Podhalańska T., 2011 — Sylur. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 98–100.
- Poprawa P., Paczeńska J., 2002 — Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Prz. Geol.*, **50**, 1: 49–63.
- Porzycki J., 1966 — Wyniki dotychczasowego rozpoznania geologicznego karbonu Lubelskiego (streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, **10**, 2: 567–568.
- Porzycki J., 1970a — Korelacja litostratigraficzna profili karbonu z poszczególnych rejonów Lubelskiego Zagłębia Węglowego (streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 903–904.
- Porzycki J., 1970b — Lubelskie Zagłębie Węglowe. W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 3–5 września.
- Porzycki J., 1976 — Budowa geologiczna Centralnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Geol.*, **24**, 7: 385–393.
- Porzycki J., 1978 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego 1:200 000. Inst. Geol, Warszawa.
- Porzycki J., 1979 — Litostratygrafia karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce (Migier T., red.). 2. Symposium: 19–27. Sosnowiec.
- Porzycki J., 1988 — Tektonika. W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Dembowski Z., Porzycki J., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**: 154–160.

- Porzycki J., Zdanowski A., 1995 — Southeastern Poland (Lublin Carbiniferous Basin). W: Karbon w Polsce (Zdanowski A., Żakowa H., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 102–109.
- Pożaryska K., 1977 — Upper Eocene Foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning. *Acta Palaeont. Pol.*, **22**, 1: 3–54.
- Pożaryski W., Rühle E., 1949 — Mapa geologiczna 1:100 000 dla Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000, ark. Lublin, wyd. B. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Praca zbiorowa, 1966 — Osady karbońskie w Zagłębiu Lubelskim (Rühle W., red.). *Pr. Inst. Geol.*, **44**.
- Prószyński M., Karaszewski W., 1952 — Notatka o profilu interglacjalnym w Syrnikach nad Wieprzem w powiecie lubartowskim (wiadomość tymczasowa). W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **2**. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **66**.
- Ptak E., 1996 — Dokumentacja geologiczna w kategorii C₂ złoża węgla kamiennego „Kolechowice Nowe” w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ptak E., Czempik H., 1976 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla kamiennego obszar Kolechowice, Lubelskie Zagłębie Węglowe kat. C₂. 1. Arch. Zakł. Bad. Geol., Kielce.
- Ptak E., Czempik H., Sieroń G., 1977 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla kamiennego obszar Kolechowice II, Lubelskie Zagłębie Węglowe kat. C₂. 1. Arch. Zakł. Bad. Geol., Kielce.
- Richling A., Solon J., Macias A., Balon J., Borzyszkowski J., Kistowski M. (red.), 2021 — Regionalna geografia fizyczna Polski. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Różycki S.Z., 1946 — Mapa geologiczna 1:100 000 dla Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000, ark. Lublin, wyd. A. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. **2**. PWN, Warszawa: 1–315.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1976 — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Studia Geol. Pol.*, **50**: 1–106.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1978 — Serie glacialne i kopalne doliny rzeczne środkowego plejstocenu w rejonie Kocka. *Kwart. Geol.*, **22**, 2: 339–360.
- Rychłowski A., 1905 — Przyczynek do hydrologii Królestwa Polskiego. Łuków i okolice. *Prz. Tech.*, **43**: 332–333.
- Ryka W., Krystkiewicz E., 2011 — Skały podłoża krystalicznego. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, **130**: 57–64.
- Rzechowski J., 1971 — Charakterystyka litofacyjna najważniejszych poziomów stratygraficznych mezoplejstocenu Niżu Polskiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rzechowski J., 1974 — O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Niżu Polskim. *Zesz. Nauk. UAM, Geogr.*, **10**: 87–100.
- Rzechowski J., 1976 — Lithological Peculiarities of Polish Lowlands Tills. W: Till – its genesis and diagenesis. Materials of Symposium of Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits (INQUA), Poland. *Zesz. Nauk. UAM, Geogr.*, **12**: 33–48.
- Rzechowski J., 1977 — Main lithotypes of tills in the Central Polish area. *Biul. Inst. Geol.*, **305**: 31–43.
- Rzechowski J., 1979 — Wpływ materiału lokalnego na zmienność cech litologicznych glin morenowych starszych zlodowaceń w Polsce środkowej (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rzechowski J., 1981 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 ark. Leszkowice (677). Opracowanie specjalne: Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Rzechowski J., Gronkowska B., 1964 — Charakterystyka sedymentologiczna osadów plejstocenijskich przekroju Sernik (woj. lubelskie). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rzechowski J., Gronkowska B., Kenig K., 1968 — Petrografia glin zwałowych Podlasia i Mazowsza. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Samsonowicz J., 1922 — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 4–6.
- Sawicki L., 1922 — Wiadomości o środkowopolskiej morenie czołowej. *Rozpr. PAU*, **61**: 1–42.
- Siemiradzki J., 1889 — Szkic mapy geologicznej Królestwa Polskiego i krajów przyległych. *Wszechświat*, **8**: 49–55.
- Siemiradzki J., 1903 — Geologia Ziemi Polskich. **1**. Formacje starsze do jurajskiej włącznie. Muzeum im. Dzieduszyckich, Lwów.
- Siemiradzki J., 1909 — Geologia Ziemi Polskich. **2**. Formacje młodsze (kreda–dyluwium). Muzeum im. Dzieduszyckich, Lwów.
- Siemiradzki J., 1912 — Geologia Ziemi Polskich. **2**. Nizina polska. W: Encyklopedia Polska. 1. Kraków.
- Siwy-Będkowska K., Będkowski Z., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677), plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 15–25.
- Słodkowska B., Kasiński J., Żarski M., 2022 — Uwarunkowania stratygraficzno-środowiskowe występowania nagromadzeń złożowych bursztynu na północnej Lubelszczyźnie. *Prz. Geol.*, **70**, 1: 50–60.
- Sobolewska M., 1956 — Roślinność plejstocenijska z Sernik nad Wieprzem. W: Z badań czwartorzędów w Polsce. *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., Kistowski 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., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2: 143–170.
- Stachowicz-Rybka R., Pidek I.A., Żarski M., 2017 — New palaeoclimate reconstructions based on multidisciplinary investigation in the Ferdynandów 2011 stratotype site (eastern Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 2: 276–290.
- Stochlak J., 1979a — Objaśnienia 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.
- Stupnicka E., 1989 — Geologia regionalna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szymański A., 1981 — Holocenijska i współczesna ewolucja Wieprza pod Kockiem. *Prz. Geogr.*, **53**, 1: 33–42.
- Terpiłowski S., 2001 — Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej: 1–98. Wyd. UMCS, Lublin.
- 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. Quart.*, **58**, 2: 235–250.
- Tomaszczyk N., 2016 — Strefa Kocka (praca doktorska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

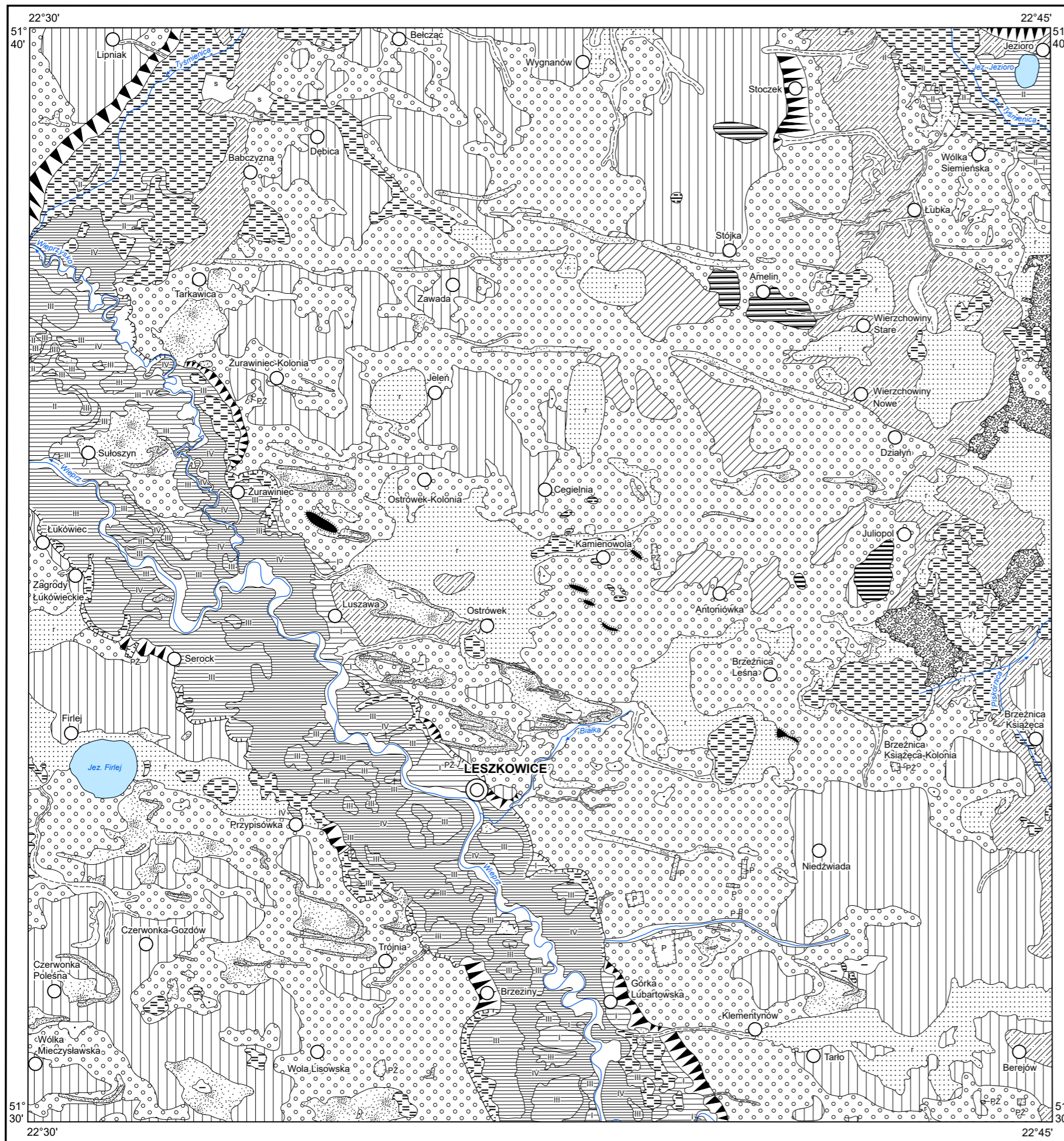
- Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017 — The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 4: 908–925.
- Trejdosiewicz J., 1894 — Mapa geologiczna Gubernii Lubelskiej 1:126 000. *Pam. Fizjogr.*, **14**.
- Tzedakis P.C., Hooghiemstra H., Pälike H., 2006 — The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quater. Sci. Rev.*, **25**, 23–24: 3416–3430.
- Uberna J., 1967 — Fosforyty okolic Siemienia w powiecie parczewskim. *Kwart. Geol.*, **11**, 4.
- 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 górnocoeńskich na obszarze północnej Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.
- Uberna J., Woźny E., 1970 — Profil górnego eocenu w Siemieniu. W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 123–126. Lublin, 3–5 września. Inst. Geol., Warszawa.
- Waksmundzka M., 2011 — Karbon. W: Parczew IG 10 (Paczeńska J., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.-PIB*, 130: 101–106.
- Winter H., 2008 — Zapis palinologiczny zmian roślinności i klimatu interglacjalnego 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 at Domuraty, NE Poland. *Geol. Quart.*, **52**, 3: 269–280.
- Witwicka E., 1975 — Mikrofauna w osadach kredy górnej. Otwór Parczew IG 3. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wojtanowicz J., 1994 — Osady zlodowacenia Warty w strefie ekstraglacialnej na Polesiu Lubelskim. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**.
- Wołosowicz S., 1922 — O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 3.
- 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 – dyskusja merytoryczna. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425: 87–104.
- Woźny E., 1966a — Eocen z Siemienia koło Parczewa. *Kwart. Geol.*, **10**, 3: 843–850.
- Woźny E., 1966b — Fosforyty i bursztyny z Siemienia koło Parczewa. *Prz. Geol.*, **14**, 6: 277–278.
- Woźny E., 1967 — Występowanie numulitów w bartonie z Siemienia koło Parczewa (notatka wstępna). *Prz. Geol.*, **15**, 9: 419–420.
- Zaborski B., 1926a — O dyluwium zachodniej części wyżyny Lubelskiej. *Pr. Zakł. Geogr. UW*, **6**: 4–5.
- Zaborski B., 1926b — O utworach ostatniego zlodowacenia między Wisłą i Bugiem. *Pr. Zakł. Geogr. UW*, **6**: 5–7.
- Zaborski B., 1927 — Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, **7**, 1–2: 1–52.
- Zdanowski A. (red.), 1999 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Państw. Inst. Geol., 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 — The Carboniferous System in Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 1–215.
- Zierhoffer A., 1925 — Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich. W: Pokłosie Geograficzne: Zbiór prac poświęcony Eugenjuszowi Romerowi przez jego uczniów i przez Książnicę-Atlas. Książnica-Atlas, Lwów.

- Znosko J., 1962 — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. *Kwart. Geol.*, **6**, 3: 485–509.
- Znosko J., 1979 — Teisseyre-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 (Harasimiuk M., Terpiłowski S., red.): 113–123. Wyd. UMCS, Lublin.
- Żarski M., 2006 — Problem zasięgu zlodowacenia Odry na Nizinie Południowopodlaskiej. W: Mat. 13. Konf. Nauk. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża (Morawski W., red.). Maróz, 4–8 września.
- 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., 2020a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Garwolin (599). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., 2020b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Garwolin (599). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., Krupiński K.M., 2005 — Pojezierza plejstocenijskie południowo-wschodniej części Niziny Południowopodlaskiej. W: II Polska Konf. Paleobotaniki Czwartorzędu. Streszczenia i przewodnik wycieczek terenowych: 36–38. Okuninka (Polesie Lubelskie), 10–13 maja. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żarski M., Małek M., Albrycht A., 2009 — Plejstocen południowego Podlasia W: Mat. 16. Konf. Nauk. Stratygrafia plejstocenu Polski. Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu (Żarski M., Lisicki S., red.). Zimna Woda k. Łukowa, 31 sierpnia–4 września. Państw. Inst. Geol., 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**, 8–9: 379–382.
- Żelichowski A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. W: Z badań tektonicznych w Polsce. **3. Biul. Inst. Geol.**, 263: 1–97.
- Żelichowski A.M., 1974a — Obszar radomsko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. **4. Tektonika**. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1974b — Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Obszar wyniesiony platformy wschodnioeuropejskiej. Część południowa. W: Budowa geologiczna Polski. **4. Tektonika**. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Leszkowice (677)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

Wysoczyzna morenowa płaska

Formy utworzone w strefie martwego lodu

Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności

Równiny zastoiskowe

Formy akumulacji szczelinowej

Kemy

Formy eoliczne

Wydmy

Równiny piasków przewianych

Zagłębienia deflacyjne

Pokrywy pyłowe

Formy rzeczne

Dna dolin rzecznych

Dolinki i młode rozcięcia erozyjne

Tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych: III – 2,0–3,0 m n.p. rzeki; IV – 0,5–2,0 m n.p. rzeki

Tarasy akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych: I – 4,0–10,0 m n.p. rzeki; II – 3,0–4,0 m n.p. rzeki

Tarasy erozyjno-akumulacyjne

Krawędzie i stoki:
a. tarasów, b. wysoczyzny

Formy denudacyjne

Suche doliny

Długie stoki

Stożki napływowe

Drobnie zagłębienia o różnej genezie

Formy krasowe

Obszary występowania zapadliskowych form krasowych

Formy jeziorne

Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

Dna stawów

Piaskownie-zwirownie (PZ),
piaskownie (P)



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Leszkowice (677)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

- | | | | | |
|----------|-------------|------------------|---|---------------------------|
| PALEOGEN | EOCEN | E ₂₋₃ | Piaski, mułki glaukonitowe z fosforami i bursztynami oraz piaskowce | EOCEN ŚRODKOWY-GÓRNY |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Cr _{m3} | Kreda pisząca, margle i wapienie | MASTRYCHT GÓRNY MASTRYCHT |
- Granice geologiczne
- 130— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Uskok przypuszczalny
- ||||| Krawędzie erozyjne
- 12 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędów w m n.p.m.)
- A—B Linie przekrojów geologicznych na mapie geologicznej

