



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Mirosław KRAWCZYK

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz OSTRÓW LUBELSKI (714)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski
J. Liszkowskiego (1979)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracował: Mirosław KRAWCZYK¹ – 2021
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski J. Liszkowskiego (1979)

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

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu południowego Mazowsza i Wyżyny Lubelskiej: Marcin ŻARSKI

Redakcja merytoryczna: Agnieszka ŁUKASIK

ISBN 978-83-67567-97-8

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	13
III. Budowa geologiczna	22
A. Stratygrafia	22
1. Sylur	22
a. Ludlow + przydol	22
2. Devon	23
a. Devon dolny	23
Żedyn	23
b. Devon górny	24
Fran	24
Famen	24
3. Karbon	25
a. Karbon dolny	26
Wizen	26
b. Karbon górny	26
Namur	26
Namur A	26
Namur B	27
Namur C	27
Westfal	27
4. Jura	28
a. Jura środkowa	29
Baton	29
Baton górny	29
Kelowej	29
b. Jura górna	29
Oksford	30
Oksford dolny	30
Oksford środkowy	30
Oksford górny	30

5. Kreda	30
a. Kreda dolna	31
Alb	31
b. Kreda górna	32
Cenoman	32
Turon	32
Koniak + santon	33
Kampan	33
Mastrycht	34
6. Paleogen	36
a. Paleocen dolny	36
b. Eocen górny	36
7. Czwartorzęd	38
a. Plejstocen	38
Plejstocen dolny	38
Interglacjał augustowski	39
Zlodowacenia południowopolskie	40
Zlodowacenie Sanu 1	40
Interglacjał ferdynandowski	42
Zlodowacenie Sanu 2	43
Interglacjał wielki	46
Interglacjał mazowiecki	46
Zlodowacenia środkowopolskie	50
Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie	53
Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły	53
Zlodowacenia północnopolskie	54
Zlodowacenie Wisły	54
b. Czwartorzęd nierozdzielony	58
c. Holocen	59
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	63
C. Rozwój budowy geologicznej	71
IV. Podsumowanie	92
Literatura	96

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

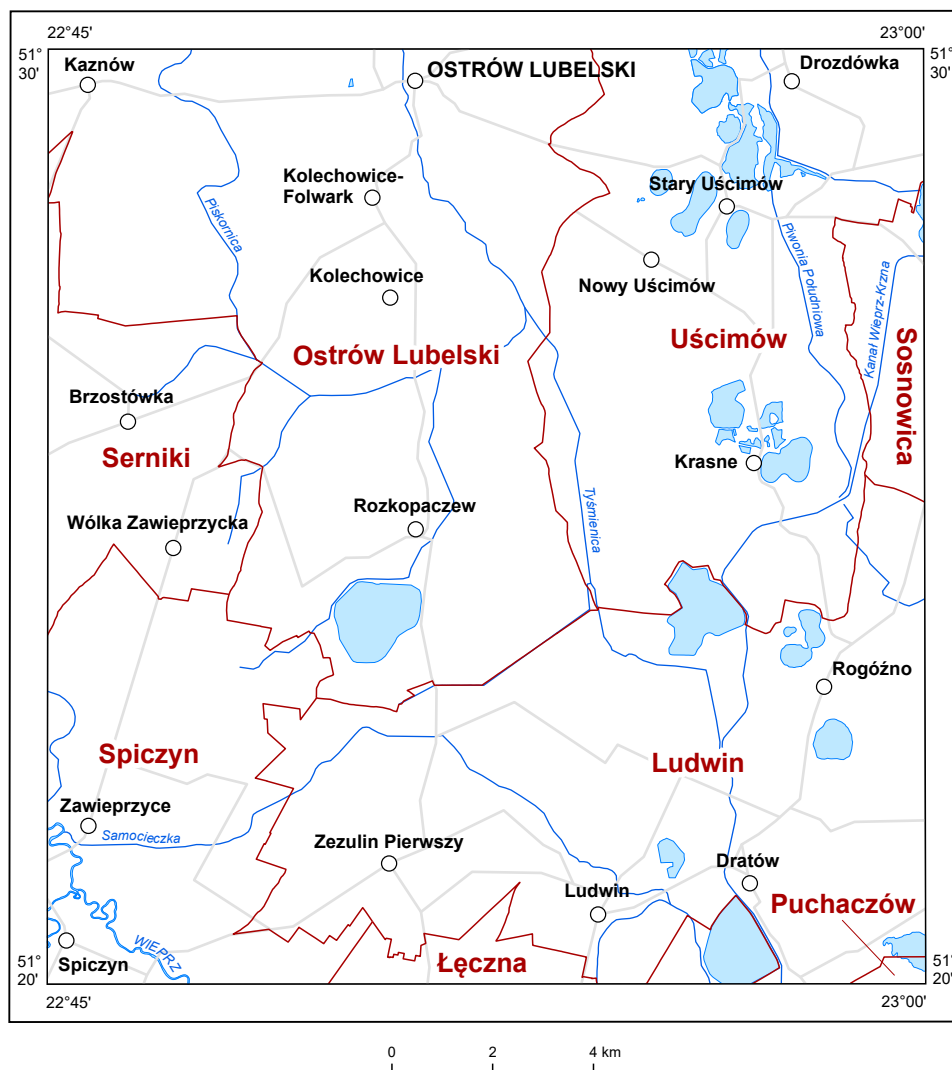
I. WSTĘP

Obszar arkusza Ostrów Lubelski (714) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wyznaczają współrzędne geograficzne: 51°20' i 51°30' szerokości geograficznej północnej oraz 22°45' i 23°00' długości geograficznej wschodniej. Jest to arkusz mapy topograficznej Polski M-34-22-D w układzie współrzędnych geodezyjnych 1942 zgodnie z obowiązującą Instrukcją opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. Dane zgromadzone w Centralnej Bazie Danych Geologicznych (CBDG), dotyczące obszaru objętego zasięgiem arkusza Ostrów Lubelski, zostaną udostępnione w układzie PL-1992.

Powierzchnia terenu arkusza wynosi około 322 km². Pod względem administracyjnym (fig.1) obszar badań należy do województwa lubelskiego oraz następujących powiatów: lubartowskiego (z gminami: Ostrów Lubelski, Serniki oraz Uścimów), parczewskiego (z gminą Sosnowica) i łęczyńskiego (z gminami: Ludwin, Spiczyn, Puchaczów oraz Łęczna).

Obszar arkusza jest położony w dorzeczu Wisły, w obrębie zlewni jej dopływu – Wieprza. Jest to teren zagospodarowany w przeważającej większości na potrzeby rolnictwa. Nieużytki stanowią niewielki procent całego obszaru badań i znajdują się głównie w rejonach terenów zalewowych doliny Tyśmienicy. Kompleksy leśne występują w jego zachodniej części. Największym ośrodkiem miejskim jest Ostrów Lubelski, położony w północnej części omawianego terenu, w dolinie Tyśmienicy, na granicy z obszarem arkusza Parczew SMGP. Przez wspomniane miasto przebiegają dwie drogi wojewódzkie – nr 813 (o przebiegu północ–południe z Parczewa do Podzamcza) i nr 821 (o przebiegu wschód–zachód z Ostrowa Lubelskiego do Tarła). Na południowym wschodzie obszar przecina droga wojewódzka nr 820 z Sosnowicy do Łęcznej, a jego południowo-zachodnią część – fragment drogi wojewódzkiej nr 829, łączącej Łuckę (koło Lubartowa) z Łęczną. Pozostałe drogi są drogami gminnymi.

Arkusz Ostrów Lubelski został wydany metodą tradycyjną (offsetową) przez Instytut Geologiczny w 1979 r. i był jednym z pierwszych opracowań kartograficznych w ramach SMGP w tym rejonie (Liszkowski, 1979a, b). Zdjęcie geologiczne zostało opracowane na podstawie badań



1 —————

Fig. 1. Podział administracyjny obszaru arkusza Ostrów Lubelski

I – granice obszarów gmin

przeprowadzonych w terenie w latach 1974–1976. W południowej i środkowej części obszaru wykonali je magistranci Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego: H. Rózga, Z. Zelek, E. Kołakowska, E. Stempin, B. Kiełkiewicz oraz A. Gawlik pod kierunkiem dr hab. H. Łozińskiej-Stępień. Na pozostałej części obszaru arkusza prace pod przewodnictwem dr J. Stochlaka prowadzili: E. Herbich, A. Tłaga, a także M. Czerniszewska-Więckowska. Zebrane materiały terenowe zestawiał w całość J. Liszkowski.

Równoległe z pierwszą mapą obszaru badań, a także w kolejnych latach, opracowano kartograficznie tereny wszystkich sąsiednich arkuszy SMGP (fig. 2). Są to: Leszkowice (Łozińska-Stępień i in., 1985b, 1986), Parczew (Stochlak, 1979a, b), Sosnowica (Dolecki i in., 1987, 1990), Lubartów (Łozińska-Stępień i in., 1985a, c), Orzechów Nowy (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a, b), Lublin

Leszkowice (677)	Parczew (678)	Sosnowica (679)
Lubartów (713)	OSTRÓW LUBELSKI (714)	Orzechów Nowy (715)
Lublin (749)	Łęczna (750)	Siedliszcze (751)

Fig. 2. Położenie obszaru arkusza Ostrów Lubelski względem sąsiednich arkuszy SMGP

(Butrym, i in., 1982; Harasimiuk, Henkiel, 1982), Łęczna (Harasimiuk, Henkiel, 1980a, b) oraz Siedliszcze (Harasimiuk i in., 2015, 2017).

Zaktualizowane opracowanie powstało w ramach zadania realizowanego w Państwowym Instytucie Geologicznym–Państwowym Instytucie Badawczym (PIG-PIB) pod tytułem Aktualizacja Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (I etap – 160 arkuszy), będącego częścią przedsięwzięcia Zadania państwa wykonywane przez państwową służbę geologiczną w zakresie kartografii geologicznej realizowane od 2018 r. (pgg art. 162, ust. 1, pkt. 7), zaakceptowanego przez głównego geologa kraju z upoważnienia ministra środowiska 14 grudnia 2017 r. Prace aktualizacyjne wykonał w latach 2018–2019 M. Krawczyk z Programu Kartografia Geologiczna i Geologia Regionalna PIG-PIB (obecnie z Zakładu Kartografii Geologicznej PIG-PIB) według Instrukcji... z 2004 r.

Niniejsza wersja mapy arkusza Ostrów Lubelski została wykonana na podstawie nowych danych geologicznych i wyników prac terenowych, które zostały przeprowadzone w 2018 r. bez zastosowania sond ręcznych. W czasie ich trwania wykorzystano jako punkty dokumentacyjne sztuczne i naturalne odsłonięcia oraz formy rzeźby terenu (247 punktów), które zostały szczegółowo

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu		Rodzaj punktu	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	WH 248	sonda mechaniczna	Kolechowice	171,0	18,0	Mułki, mułki piaszczyste i piaski pyłowate (negatywny wynik badań palinologicznych)
2	WH 249	sonda mechaniczna	Rozkopaczew	169,0	13,0	Badania palinologiczne dokumentujące osady interglacjału mazowieckiego

opisane w trzech notatnikach terenowych i oznaczone na mapach terenowych w skali 1:25 000. Wybrane punkty geologiczne dodatkowo udokumentowano graficznie i fotograficznie. Wykonano dwie sondy mechaniczne (zamieszczone na mapie geologicznej – [tab. 1](#)) na podstawie projektu robót geologicznych o tytule Projekt robót geologicznych wykonania 13 wierceń badawczych w ramach aktualizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusze: Wisznice (642), Sosnowica (679), Lubartów (713), Ostrów Lubelski (714), Orzechów Nowy (715), Kołacze (716) i Łaskarzew (636), zatwierdzonego decyzją ministra klimatu i środowiska 21 marca 2023 r.

Przebieg granic poszczególnych wydzieleń geologicznych na mapie wykreślono na bazie numerycznego modelu terenu (NMT). Podczas prowadzenia prac terenowych pobrano również trzy próbki przeznaczone do analizy palinologicznej, której wynik okazał się negatywny (brak materiału pyłkowego do oznaczenia). Wykonano także badania palinologiczne (Granoszewski, 2023) osadów z 11 próbek pochodzących z profili sond mechanicznych (punkty dok. 1 i 2). Pobrano dziewięć próbek do badań wieku bezwzględnego osadów metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL), które zostały wykonane przez firmę LumiDatis sp. z o.o. z Torunia (Palczewski, 2020). Na mapę geologiczną naniesiono 85 otworów wiertniczych, z których 15 to otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne) wykonanymi na potrzeby pierwszego wydania.

Od czasu wydania pierwszej mapy arkusza w ramach SMGP (Liszkowski, 1979b) powstało wiele innych opracowań kartograficznych, m.in. arkusz Ostrów Lubelski Mapy Litogenetycznej Polski 1:50 000 (Nowacki, 2009). Warunki hydrogeologiczne zostały przedstawione na mapach arkusza Ostrów Lubelski Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (Czerwińska-Tomczyk, Gil, 2004a, b; Czerwińska-Tomczyk, Łusiak, 2005; Łusiak, Majewski 2010a, b). Kolejnym opracowaniem terenu badań jest arkusz Ostrów Lubelski w dwóch edycjach Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000 (Formowicz, 2011; Formowicz i in., 2011; Marszałek, 2011; Formowicz, Grędyś, 2017; Gałka, Wilk, 2017). Wykonano także mapy drugiej edycji arkusza Łuków Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Małek, 2011a, b, c).

Mimo wykonania niewielkiej liczby badań geologicznych (zwłaszcza powierzchniowych) dotyczących bezpośrednio analizowanego terenu, region lubelski pozostaje nadal w kręgu zainteresowań geologów różnych specjalności. Powstało wiele publikacji oraz opracowań archiwalnych poświęconym przede wszystkim tematyce surowców i tektoniki Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW). Ze względu na ich mnogość poniżej przytoczono tylko wybrane publikacje reprezentujące różne dziedziny nauk geologicznych. Większość prac i robót geologicznych skupiała się na rozpoznaniu i dokumentacji zasobów złóż surowców całego regionu lubelskiego. W dalszym ciągu kontynuowano podjęte z inicjatywy J. Samsonowicza prace nad szczegółowym rozpoznaniem złóż węgla kamiennego w LZW. Prowadzono poszukiwania złóż ropy naftowej i gazu ziemnego oraz boksytów. Dorobek tych prac został zebrany w formie bardzo bogatego materiału faktograficznego przechowywanego w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB. Jako publikacje ukazały się opracowania monograficzne dotyczące węgla kamiennego, zestawione przez Dembowskiego i Porzyckiego (red., 1988). Zagadnienia dotyczące surowców przedstawiono szerzej m.in. w atlasach geologiczno-surowcowych (Żelichowski, Kozłowski, red., 1983; Zdanowski, red., 1999). Opracowano mapy geologiczne i złożowe LZW (Gurba, Zdanowski, red., 1989). Szczegółowym rozpoznaniem złóż węgla i boksytów zajmowali się Zdanowski (red., 1990, red., 1999, 2007, 2010, 2011, 2016) oraz Zdanowski i Shulga (2008). Narkiewicz i Miłaczewski (1998) przedstawili perspektywy występowania złóż węglowodorów w regionie lubelskim. To zagadnienie podejmowali również Helcel-Weil i inni (2007), natomiast możliwościami zgazowania węgla w LZW zajmowali się Krzeszowska i Kokowska-Pawłowska (2017) oraz Seremet i Górecki (2012). Tematykę złóż bursztynu na Lubelszczyźnie w ostatnich latach poruszali w swoich pracach m.in. Kasiński (2016) oraz Słodkowska i Kasiński (2016).

Wiele prac poświęcono zagadnieniom tektoniki i budowy wgłębnej regionu lubelskiego oraz jego poszczególnych jednostek tektonicznych, takich jak rów lubelski czy strefa uskokowa (zrąb) Kocka. Na szeroką skalę wykorzystano tutaj badania geofizyczne, a szczególnie sejsmiczne i grawimetryczne, m.in. w publikacjach Kufrasy i innych (2014) czy Kufrasy i Krzywca (2015). Tektonika i wgłębna budowa geologiczna były tematem prac m.in.: Żelichowskiego (1983a, b, 1984), Żelichowskiego i Porzyckiego (1983), Porzyckiego (1984, 1988), Miłaczewskiego (1986), Pożaryskiego (1986), Pożaryskiego i Tomczyka (1993), Waksmundzkiej (1998, 2007), Narkiewicza i innych (1998a, b, 2007, 2015), Narkiewicza (1999, 2002a, b, 2003, red., 2005, 2007, 2011), Pelca (1999), Poprawy i Pacześnej (2002), Antonowicza i innych (2003), Dadleza (2003), Antonowicza i Iwanowskiej (2004), Krzywca (2007, 2009), Krzywca i innych (2015), Tomaszczyka (2015), Aleksandrowskiego i Buły (2017), Aleksandrowskiego i Mazura (2017) oraz Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017). Wiele z wymienionych publikacji miała charakter polemiki związanej ze ścieraniem się różnych

poglądów na rozwój tektoniki Lubelszczyzny. Pelc (1999) uważał, że dużą rolę w rozwoju geologicznym tego obszaru odegrał diapiryzm ilastych utworów sylurskich, który ze szczególną intensywnością oddziaływał w strefie uskokowej Kocka. Wspomnianą strefę autor interpretował jako wynik quasi-diapiralnych deformacji plastycznego kompleksu ilastych osadów syluru. Hooper i inni (2002), a także Antonowicz i inni (2003), na podstawie wyników nowych badań sejsmicznych zanegowali istnienie rowu lubelskiego jako rowu waryscyjskiego (hercyńskiego), co radykalnie zmieniło dotychczasowy model rozwoju tektonicznego tego rejonu. Przedstawili oni teorię powstania tak zwanej pasywnej synkliny, odmienną od koncepcji zakładającej uformowanie się rowu tektonicznego. Według koncepcji autorów Lubelszczyzna miała być obszarem deformacji kompresyjnych powstałych w czasie orogenezy waryscyjskiej. Sama strefa uskokowa Kocka utworzyła się na skutek nasórkowych nasunięć tworzących się w obrębie tego zagłębienia. Tę tezę częściowo podważyli Narkiewicz (2003) oraz Krzywiec i Narkiewicz (2003), którzy wskazali na szereg niezgodności wspomnianego modelu z najnowszym dostępnym obrazem sejsmicznym. Narkiewicz (2003) starał się pogodzić dawne teorie określone przez niego słowem „rowowe”, a które zostały przedstawione w pracach m.in.: Żelichowskiego (1972), Żelichowskiego i Kozłowskiego (red., 1983) czy Porzyckiego (1988). Według tego autora w późnym dewonie i karbonie (w fazie bretońskiej) wzdłuż depocentrów rozwijał się rów tektoniczny, który uformował się ostatecznie u schyłku karbonu. W środkowym franie i famenie strefa uskokowa Kocka funkcjonowała jako krawędź depozycyjna, z którą były związane duże gradienty miąższościowe i facjalne. W karbonie stanowiła ona ważną granicę między obszarami o zróżnicowanej subsydencji i depozycji. Narkiewicz (2003) uważał, że związek genetyczny strefy uskokowej Kocka z orogেনem waryscyjskim polegał na „głęboko zakorzenionych blokowych ruchach pionowych i przesuwczych w strefie platformowego przedpola, w reakcji na kompresję na aktywnej krawędzi płyty”. W nawiązaniu do wcześniejszych teorii (Hooper i in., 2002; Antonowicz i in., 2003) najnowsze spojrzenie na współczesną strukturę basenu lubelskiego, powstanie strefy uskokowej Kocka, a jednocześnie na cały przylegający obszar, przedstawili Tomaszczyk (2015) oraz Tomaszczyk i Jarosiński (2017). Z kolei Doktor i Wilczyński (1981) zajęli się wykorzystaniem teledetekcji do badań nad tektoniką.

Tematykę tektoniki utworów młodszych od paleozoiku podnosili Szydeł Z. i Szydeł R. (1984), którzy przedstawili wpływ ruchów tektonicznych na rozwój rynien dolnojurajskich. Dobrowolski (1995) opisywał drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych, natomiast Świdrowska (2007) zajmowała się tektonicznymi uwarunkowaniami sedymentacji osadów kredy w regionie lubelskim. Problemy glacitektoniki poruszali w swoich pracach m.in. Gardziel i Harasimiuk (2004) czy też Dobrowolski (2009).

Problematyka związana z płytszymi formacjami geologicznymi nie doczekała się już tak licznych opracowań, jak wspomniane wyżej zagadnienia. Osadami kredy w Polsce pozakarpackiej, w tym również na Lubelszczyźnie, zajmowali się w swoich pracach Marek (1988), Krassowska (1997), a także Marek i inni (1997), natomiast rozpoziomowaniem biostratygraficznym utworów kredowych – Szejn (1996), Walaszczyk i Peryt (1996), Olszewska (2001), Gaździcka i inni (2003), oraz Dziadzio i inni (2004). Ewolucję basenu kredowego szerzej przedstawili w swojej pracy Hakenberg i Świdrowska (2001). O rozprzestrzenieniu osadów paleogenu i neogenu pisali m.in. Słodkowska i Żarski (1991) oraz Słodkowska (2004). Wpływ starszego podłoża na przebieg procesów glacialicznych omawiali Dobrowolski i inni (2004).

Kilka regionalnych opracowań, powstałych w latach 90. XX w. i po 2000 r., dotyczyło zagadnień morfologii. Kontynuowano dalsze badania nad zjawiskami krasowymi i termokrasowymi. Ich wpływem na współczesną rzeźbę zajmowali się m.in.: Dobrowolski (1998, 2006), Dobrowolski i Harasimiuk (2002), a także Dobrowolski i inni (2014). Genezą jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, która ściśle jest związana ze zjawiskami krasowymi, w swoich pracach podejmowali: Bałaga (1990), Wojtanowicz (1993, 1994), Wilgat (1994, 2002) czy Janiec (2007, 2014). Rozwojem torfowisk zajmował się m.in. Dobrowolski (2000). Genezę utworów powierzchniowych (oprócz wspomnianych powyżej prac kartograficznych na potrzeby SMGP) opisywali Henkiel (2001), a także Dobrowolski i inni (2014). Harasimiuk i Henkiel (1981) oraz Brzezińska-Wójcik i Kociuba (2001) w swoich opracowaniach skupili się nad badaniami dotyczącymi rozwoju doliny Wieprza. Zagadnienia ewolucji rzeźby lessowej szerzej omówili Jersak i inni (1992).

Prowadzone po 2000 r. w dorzeczu Bugu prace kartograficzne i badania palinologiczne rzuciły nowe światło na stratygrafię utworów plejstocénskich. Już na etapie prac kartograficznych prowadzonych na potrzeby SMGP w latach 70. i 80. XX w. pojawiło się wiele wątpliwości dotyczących przebiegu linii maksymalnego zasięgu zlodowaceń środkowopolskich w rejonie badań. Mimo to, zgodnie z ogólnie obowiązującą teorią, przyjmowano, że obszary arkusza Ostrów Lubelski i arkuszy sąsiednich znalazły się pod przykryciem lądolodu zlodowaceń środkowopolskich o maksymalnym zasięgu, z czym nie do końca zgadzał się Liszkowski (1979a, b). Autor ten twierdził, że teren badań został pokryty tym lądolodem jedynie w jego północnej części. Lisicki (2003) przeprowadził ponowną analizę wcześniej opracowanych (głównie w ramach realizacji arkuszy SMGP) współczynników litologiczno-petrograficznych. Na tej podstawie przedstawił nowy podział osadów lodowcowych z tego rejonu i wykluczył występowanie na omawianym terenie glin zlodowaceń środkowopolskich. Prowadzone w początkach XXI w. badania w rejonie Podlasia również potwierdziły tezę zakładającą znacznie mniejszy zasięg lądolodu omawianych zlodowaceń (Czubla i in., 2013; Terpiłowski i in., 2013;

Czubla i in., 2019). Prace kartograficzne na pograniczu polsko-białoruskim (Marks i in., 2018) przyczyniły się do zmiany stratygrafii utworów tego rejonu. Na podstawie wyników badań, w dużej mierze palinologicznych, przesunięto linię maksymalnego zasięgu lądolodu na północ (Marks i in., 2018; Hrynowiecka i in., 2019; Źarski, Kucharska, 2020). Zmiana ta wpłynęła na dotychczasowe poglądy określające wiek osadów powierzchniowych badanego obszaru. Do zmodyfikowanej koncepcji nawiązuje również niniejsze opracowanie.

W bezpośrednim sąsiedztwie terenu arkusza, na wschód od niego, znajduje się Poleski Park Narodowy, w którego obrębie prowadzono również wiele badań przyrodniczych. Ich wyniki zostały przedstawione w szerszym opracowaniu (Radwan, red., 2002). Wydano również Mapę Geologiczno-Turystyczną Poleskiego Parku Narodowego 1:30 000 (Kucharska, Danel, 2010).

Od 1977 r. (kiedy zostały odwiercone ostatnie otwory zamieszczone na mapie w pierwszym opracowaniu) do chwili obecnej na terenie arkusza Ostrów Lubelski wykonano 84 wiercenia geologiczne. Ponad połowę z nich (43) stanowią płytkie otwory hydrogeologiczne (studzienne), następne 33 to otwory badawczo-poszukiwawcze, a pozostałe 8 – surowcowe. Ze względu na niewielką miąższość utworów plejstoceniowych i holoceniowych na omawianym obszarze spąg profili większości otworów znajduje się poniżej osadów czwartorzędowych. Kilka profili otworów badawczo-poszukiwawczych wykonanych przed 1978 r., a także pewna liczba nowszych, zostało od nowa opracowanych pod kątem litologicznym i stratygraficznym, m.in.: Kolechowice IG-1 (otw. 26), Piaseczno IG-1 (otw. 55), Łęczna IG-5 (otw. 68), Łęczna IG-10 (otw. 76) oraz Łęczna IG-4 (otw. 82). Na podstawie danych pochodzących z tych profili sporządzono nowy podział stratygraficzny utworów starszych od czwartorzędowych. Istotny zwłaszcza jest profil otworu Rozkopaczew 1 (otw. 30) o głębokości 3004,0 m, który został ponownie opracowany w ramach projektu Weryfikacja profili stratygraficznych 2008 (Otwory wiertnicze. Rozkopaczew 1). Na nowo została opisana chronostratygrafia następujących osadów: syluru (Z. Modliński, B. Szymański), dewonu (L. Miłaczewski), karbonu (M. I. Waksmundzka), jury (A. Feldman-Olszewska) oraz kredy, paleogenu i neogenu (K. Leszczyński). Mimo pozyskania z profili otworów wiertniczych nowych danych geologicznych ich wykorzystanie często nastąpiło wielu problemów w rozpoznaniu budowy utworów czwartorzędowych. Dokumentacja większości otworów studziennych ma niekompletne opisy geologiczne, zwłaszcza pod kątem genezy. Opisy profili otworów poszukiwawczo-badawczych czy surowcowych nie zawierają w ogóle rozpozniomowania litologicznego utworów plejstoceniowych (dotyczy to również osadów paleogenu i neogenu). Z wymienionych przyczyn nie podjęto się wykonania nowych przekrojów geologicznych, a w zamian za to zreinterpretowano przekroje z pierwszego opracowania. Przekrój geologiczny A–B (Liszkowski 1979b) powstał bowiem na podstawie danych z dobrze zbadanych profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Geomorfologię na obszarze objętym arkuszem Ostrów Lubelski przedstawiono na szkicu geomorfologicznym (tabl. I). Pod względem podziału Polski na rejony fizycznogeograficzne teren badań leży na styku trzech mezoregionów oraz jednocześnie makroregionów (fig. 3). Jego zachodnia część należy do mezoregionu Wysoczyzna Lubartowska (makroregionu Nizina Południowopodlaska), natomiast południowy fragment tworzy wysoko wyniesione podłoże zbudowane z utworów kredowych i znajduje się w obrębie mezoregionu Płaskowyż Świdnicki (makroregionu Wyżyna Lubelska). Wschodnia część obszaru stanowi równinę z zabagnieniami i zagłębieniami, często wypełnionymi jeziorami. Wchodzi ona w skład mezoregionu Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie i makroregionu Polesie Zachodnie (Solon i in., 2018).

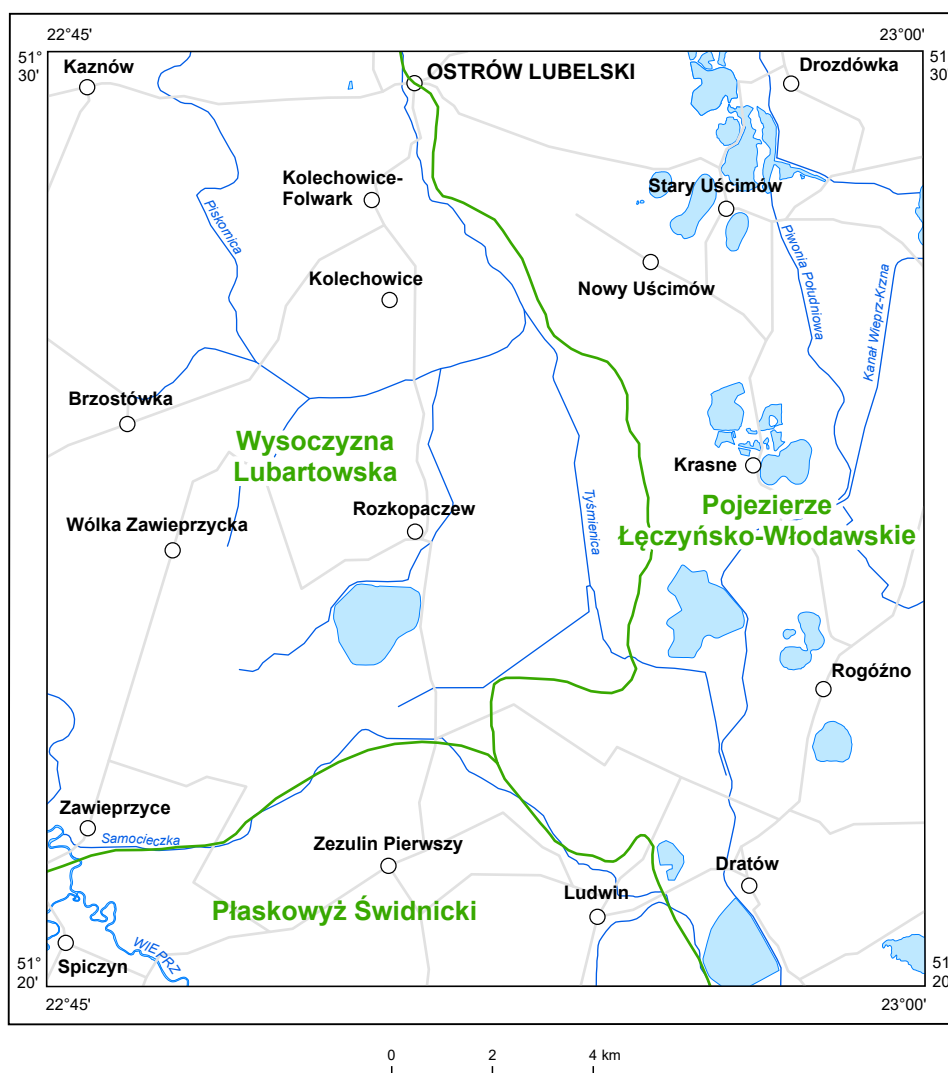


Fig. 3. Podział na mezoregiony fizycznogeograficzne na obszarze arkusza Ostrów Lubelski (wg Solona i in., 2018)

1 – granice obszarów mezoregionów

Powierzchnia terenu jest dość wyrównana morfologicznie i nachylona w kierunku północno-wschodnim. W centralnej części obszaru wyraźnie zaznacza się obniżenie zajmowane przez dolinę Tyśmienicy. Większe deniwelacje, rzędu 10–15 m, zaznaczają się na styku terenów dolinnych z wysoczyzną. Najwyżej wzniesione obszary występują na wysokości 170–180 m n.p.m. i znajdują się w południowym i zachodnim rejonie omawianego terenu. W jego północno-wschodniej części powierzchnia wznosi się na wysokość około 160–165 m n.p.m. Dolina Tyśmienicy, będąca częścią doliny Prawieprza, jest nachylona w kierunku północnym, od około 170 m n.p.m. w południowej części terenu poprzez 160 m n.p.m. w jego środkowym fragmencie do 150 m n.p.m. na północy, w rejonie Ostrowa Lubelskiego. Najwyższym punktem na omawianym obszarze jest wzgórze o wysokości 183,1 m n.p.m., znajdujące się na północny zachód od Wólki Zawieprzyckiej, w zachodniej części terenu badań. Wzniesienie to leży w obrębie silnie zdenudowanych wzgórz strefy czołowomorenowej, których pas ciągnie w kierunku NNE, ulega przerwaniu w dolinie Tyśmienicy i kontynuuje się na terenie arkusza Orzechów Nowy (Kucharska, 2021).

Najniżej położony teren (poniżej 148 m n.p.m.) znajduje się w dolinie Tyśmienicy, na północny zachód od Ostrowa Lubelskiego, oraz w dolinie Wieprza (poniżej 151 m n.p.m.), w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Współczesna rzeźba terenu (fig. 4) wyraźnie nawiązuje do morfologii starszego podłoża podczwartorzędowego (tabl. II).

Liszkowski (1979a) tak opisywał morfologię powierzchni:

Obszar arkusza Ostrów Lubelski jest pod względem fizjograficznym wyraźnie dwudzielny. Część zachodnia obszaru arkusza, mniej więcej na zachód od doliny Tyśmienicy i jeziora Dratów, wykazuje jeszcze cechy wyżynne i charakteryzuje się znaczną redukcją pokrywy czwartorzędowej, aż do całkowitego miejscami jej zniszczenia. Część wschodnia obszaru arkusza posiada typowe cechy nizinne. Pomiędzy tymi dwoma jednostkami geomorfologicznymi występuje próg denudacyjny, stosunkowo słabo czytelny w rzeźbie terenu, natomiast bardzo wyraźnie w rzeźbie utworów podczwartorzędowych. Po stronie wschodniej (nizinnej) obszaru strop utworów podczwartorzędowych położony jest przeciętnie około 25–40 m niżej, aniżeli w zachodniej (wyżynnej) części. W obu jednostkach strop podłoża opada w kierunku północnym i północno-zachodnim i jest rozcięty głębokimi rynnami [dolinami – M.K.] erozyjno-tektonicznymi.

Dominującymi formami kształtującymi obecną morfologię terenu są formy różnego wieku, pochodzenia rzeczno-jeziornego. W niewielkim stopniu w rzeźbie terenu zaznacza się udział form lodowcowych i wodnolodowcowych, które zasadniczo zostały przekształcone lub zredukowane przez późniejsze procesy rzeczno-peryglacjalne i rzeczne.

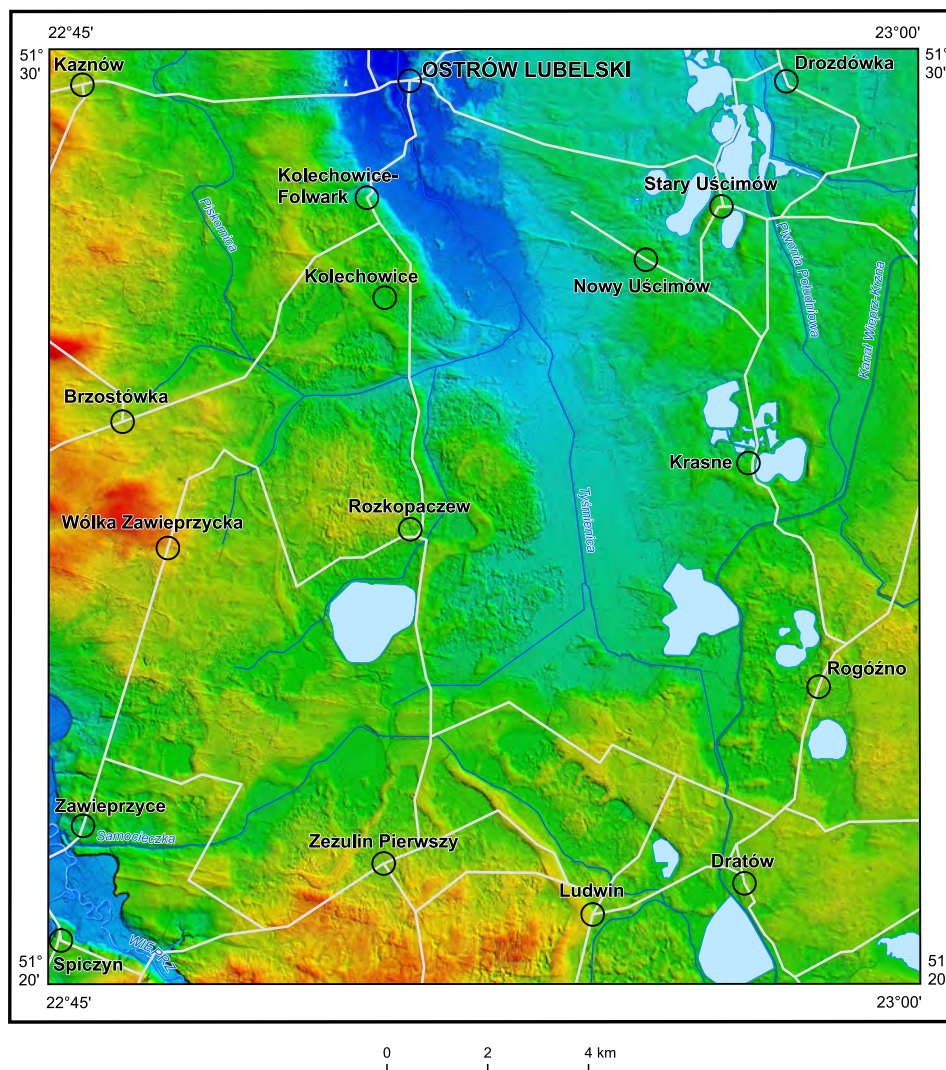


Fig. 4. Obszar arkusza Ostrów Lubelski na tle numerycznego modelu terenu (NMT)

Formy lodowcowe. Na obszarze objętym arkuszem Ostrów Lubelski występuje morenowa płaska występuje w formie niewielkich, szczątkowych płatów, między innymi w jego północno-zachodniej części – na południe od Kaznowa. Na północny zachód od Jeziora Mytycze nieduży fragment wysoczyzny znajduje się na wysokości 170–175 m n.p.m., natomiast w południowej części terenu badań, na granicy z obszarem arkusza Łączna SMGP, na południe od Zezulina Pierwszego – na wysokości 175–180 m n.p.m. Powierzchnia omawianej formy jest silnie zdenudowana, a miąższość budujących ją osadów znacznie zredukowana.

Moreny czołowe występują w zachodniej wysoczyznowej części obszaru, w rejonie Wólki Zawieprzyckiej, Brzostówki i Rozkopaczewa, i są jednym z najwyższych elementów morfologicznych na terenie arkusza. Stanowią je rozległe pagóry o płaskich powierzchniach i łagodnych stokach, płynnie zazębające się z osadami niższego poziomu akumulacji wodnolodowcowej. Wzniesienia te tworzą strefę o rozciągłości SWW–NEE, która stopniowo wygasa w rejonie doliny

Tyśmienicy. Wysokość form zmienia się od około 182–183 m n.p.m. w okolicy Wólki Zawieprzyckiej i Brzostówki do 170–172 m n.p.m. w rejonie na północny zachód od Rozkopaczewa. W tym miejscu nie tworzą one już wyraźnych wniesień, a ich pierwotne położenie wyznaczają żwirowo-kamieniste osady występujące na powierzchni. Szczątkowa forma morenowa znajdująca się w rejonie Kolechowic jest obecnie w dużym stopniu wyeksploatowana. Pozostały po niej jedynie duże głazy o średnicy rzędu 1–2 m. Cała strefa morenowa kontynuuje się na terenie północnej części arkusza Orzechów Nowy.

Formy wodnolodowcowe. Równiny wodnolodowcowe występują jedynie w zachodniej i południowej części obszaru arkusza Ostrów Lubelski i stanowią najwyższe poziomy akumulacyjne wznoszące się powyżej 175 m n.p.m. Powierzchnia równin jest zdenudowana oraz wtórnie urozmaicona licznymi bezodpływowymi zagłębieniami różnej genezy, najczęściej o charakterze termokrasowym. Na powierzchni tej wyraźnie się zaznaczają na obrazie NMT liczne dolinki będące śladami paleoprzepływów. Zarówno krawędzie dolinek, jak i zagłębień, są często zatarte i przekształcone erozyjnie przez późniejsze procesy peryglacjalne. Powierzchnia równin jest lokalnie nadbudowana przez osady eoliczne, zwłaszcza w zachodniej części obszaru.

Formy eoliczne. Wydmy występują głównie na piaszczystych i piaszczysto-żwirowych pokrywach osadów wodnolodowcowych i rzeczno-peryglacjalnych. Tworzą je na ogół formy wałowe, rzadziej paraboliczne, ze śladami późniejszych przekształceń erozyjnych. Wydmom towarzyszą niewielkie płaty równin piaszków przewianych oraz pokryw pyłowych. Osady eoliczne budują dwie strefy, bardzo dobrze widoczne w obrazie NMT, o wyraźnym prawie równoleżnikowym przebiegu. Formy te ciągną się od zachodniej granicy obszaru arkusza w kierunku wschodnim z lekkim odchyleniem na południe. Pierwszą strefę, szerszą w północnej części obszaru badań, ogranicza trójkąt utworzony z miejscowości: Kaznów, Brzostówka i Drozdówka. Druga strefa jest zlokalizowana na południu i rozciąga się od północnej skarpy zakola Wieprza, przez południowy skraj Jeziora Mytyczego i rejon na północ od miejscowości Dratów. Pojedyncze formy występują na południe od Brzostówki. Wysokości względne wydm osiągają niewielkie wartości 1–3 m. Ich szerokość u podstawy wynosi około 50–150 m. Izolowane formy mają długość rzędu 400–2300 m. Zdecydowanie większe i lepiej wykształcone wydmy znajdują się w pasie północnym. Największą formą jest wydma na zachód od Ostrowa Lubelskiego, obecnie częściowo wyeksploatowana. Pokrywy pyłowe występują na południu obszaru badań, na styku z terenem arkusza Łęczna (Harasimiuk i Henkiel, 1980a, b; Krawczyk i Kucharska, 2022), gdzie nawiązują one hipsometrycznie do wysoko położonego podłoża podczwartorzędowego.

Formy rzeczne. Na obszarze badań dominuje przede wszystkim dolina Tyśmienicy, będąca fragmentem doliny Prawieprza, obecnie wykształcona jako równina torfowa. Dna dolin rzecznych zajmują w jej obrębie niewielkie powierzchnie, głównie w strefie brzegowej między Ostrowem Lubelskim a Nowym Uścimowem. Formy te występują również w obrębie dolin mniejszych cieków: Piskornicy, Bobryka i Piwonii Południowej. Ze względu na szeroko zakrojone prace melioracyjne prowadzone przy budowie Kanału Wieprza-Krzny w latach 50. i 60. XX w. oraz zmianę warunków wodnych wiele cieków zostało uregulowanych i przesuniętych. Obecnie część z nich znajduje się poza swoimi dawnymi korytami (dnami).

Odrębnymi elementami morfologicznymi pochodzenia rzeczno-akumulacyjnego są doliny Wieprza i Bystrzycy zlokalizowane w południowo-zachodniej części obszaru badań. W dolinach tych rzek odznacza się niewielka powierzchnia niższego tarasu akumulacyjnego zalewowego (na [tabl. I](#) włączone w obręb den dolinnych), leżąca na wysokości do 1,5 m nad poziomem rzeki. Wyższy taras akumulacyjny zalewowy natomiast tworzy tu rozległą równinę o wysokości od 1,5–3,0 m nad współczesnym korytem rzeki (średnio na wysokości 154 m n.p.m.) i jest oddzielony od wysoczyzny wyraźną krawędzią o wysokości rzędu 10–13 m. Krawędzie tarasów urozmaicają wąskie (o szerokości ok. 50 m) i głębokie (na ok. 10–13 m) dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne o stromych ścianach (na [tabl. I](#) zostały one przedstawione jako suche doliny). Długość rozcięć waha się od 300 m do maksymalnie 1000 m. Rzeźbę powierzchni tarasu uzupełniają suche i mokre stary rzeka. Powyżej powierzchni wyższego tarasu akumulacyjnego występuje fragmentarycznie i listwowo starszy taras erozyjno-akumulacyjny nadzalewowy, który wznosi się na wysokość względną 8,0–15,0 m nad poziomem rzeki. Od wysoczyzny oddziela go słabo widoczna, zdenudowana krawędź.

Kolejnym elementem utworzonym przez rzeki są równiny rzeczno-peryglacjalne, które występują na obszarze całego arkusza, poza obszarami najwyżej położonymi, gdzie są zlokalizowane równiny wodnolodowcowe (zachodnia i południowo-zachodnia część terenu badań). Zapadają one w kierunku północnym i północno-wschodnim, od około 175 m n.p.m. do 160 m n.p.m., i tworzą poziomy akumulacyjne położone niżej w stosunku do starszych osadów wodnolodowcowych. Formy te są często erozyjnie rozczłonkowane na mniejsze pola, które najprawdopodobniej tworzą kilka różnowiekowych poziomów erozyjno-akumulacyjnych. W strefach brzegowych omawiane równiny stopniowo przechodzą w niższy (najmłodszy) poziom akumulacji osadów jeziornych (rozlewiskowych), gdzie uległy częściowemu przeobrażeniu w równiny jeziorne.

Zupełnie odmiennymi formami od powyżej omówionych równin są wały rzeczno-peryglacjalne położone głównie po zachodniej stronie doliny Tyśmienicy ([fig. 4](#) i [tabl. I](#)). Na obszarze arkusza wały mają swój początek w sąsiedztwie Zezulina Pierwszego i Ludwina. W dolinie

Samocieczki następuje przerwanie ciągłości ich przebiegu. Występują one ponownie na północ od wymienionego ciek i tworzą dwa wyraźne rozgałęzienia okalające Jezioro Mytycze. W rejonie na wschód od Brzostówki, w dolinie bezimiennego ciek, omawiane formy ponownie zanikają – część wałów na zachód od Rozkopaczewa wtapia się w dolinę, natomiast ich wschodnia odnoga kontynuuje się na północ od ciek. Między Kolechowicami a Kolechowicami-Folwarkiem wały skręcają w kierunku wschodnim, a następnie dalej w dnie doliny Tyśmienicy – ponownie na północ. W dolinie Tyśmienicy formy te są mniej wyraźne, zdenudowane, choć zaznaczają się wyraźnie w morfologii i kontynuują się na obszarze arkusza Parczew SMGP. W pierwszym opracowaniu (Liszkowski, 1979a, b) wały te zostały zaliczone do form wodnolodowcowych jako kemy lub tarasy pseudokemowe.

Omawiane formy tworzą bardzo charakterystyczne w rzeźbie terenu kręte wały (*sinuous ridges*) o ogólnym przebiegu południe–północ. Na obrazie NMT (fig. 4) wyniesienia te doskonale się wyróżniają i wyglądają jak negatywy dolin rzecznych (*inverted fluvial channels*). Najprawdopodobniej pierwotnie tworzyły one jedną lub dwie ciągłe formy, które na skutek późniejszej erozji zostały rozczłonkowane na kilka mniejszych odcinków. Szerokość wałów wynosi około 150–450 m. Ich krawędzie są wyraźne, o wysokości względnej 2–6 m. Powierzchnia form obniża się – od 176 m n.p.m. na południu poprzez 172–173 m n.p.m. w rejonie doliny Samocieczki do 166–168 m n.p.m. w północnej części terenu. W dolinie Tyśmienicy powierzchnia wałów jest wyraźnie zdenudowana i leży na wysokości 154–150 m n.p.m. Kulminacja wyniesienia koło Kolechowic w jego środkowej części, gdzie jest ono nadbudowane piaskami eolicznymi, ma wysokość 174,0 m n.p.m. Powierzchnia wałów jest słabo urozmaicona, jedynie niekiedy występują małe zagłębienia i rozcięcia erozyjne oraz niewielkie pagórki wydmowe. Przerwy w ciągłości form w dolinie Tyśmienicy, Samocieczki i ciek na południe od Jeziora Mytyczego mają ewidentnie znamiona rozcięć erozyjnych. Analizując obraz NMT, stwierdzono na skrajach poszczególnych wałów istnienie niewielkich tarasów, których powierzchnia jest zbyt mała, aby je przedstawić na mapie o skali 1:50 000. Mniejsze i nie tak już wyraźne formy, oznaczane wcześniej jako tarasy pseudokemowe (Liszkowski, 1979a), zostały obecnie zaliczone do równin rzeczno-peryglacialnych (tabl. I).

Formy denudacyjne. Procesy denudacyjne determinują współczesną powierzchnię terenu. Swoje piętno odcisnęły praktycznie na wszystkich formach morfologicznych występujących na terenie badań. W ich wyniku powstały m.in. r ó w n i n y d e n u d a c y j n e, które należą do najstarszych elementów rzeźby. Są to fragmenty paleogeńskich i neogeńskich powierzchni zrównań (Liszkowski, 1979a), z całkowicie bądź bardzo zredukowaną pokrywą osadów czwartorzędowych. W postaci większych płątów występują one w południowej części arkusza w rejonie Zezulina Pierwszego

i Ludwina. Niewielkie powierzchnie tego typu występują w rejonie Kolechowic, Kolechowic-Folwarku i Rozkopaczewa, gdzie są one ograniczone granicami wychodni osadów paleogeńskich.

Suche doliny są bardzo powszechnym elementem rzeźby na całym obszarze badań, który towarzyszy wszystkim formom, zwłaszcza obniżeniom, o genezie zarówno rzecznej, jak i jeziornej. Są to niewielkie formy, a ich długość waha się w granicach 300–1000 m, lokalnie do około 1500 m, jak w przypadku suchej doliny w rejonie na południowy zachód od Zezulina Pierwszego, która w dolnym biegu odprowadza wody do doliny Wieprza (ten odcinek oznaczono na [tabl. I](#) częściowo jako dno doliny rzecznej).

Stożki napływowe tworzą małe formy o średnicy 100–170 m. Jeden z nich występuje w dolinie Wieprza, na południowy wschód od Spiczyna. Został on uformowany na wyższym tarasie zalewowym. Drugi stożek znajduje się na północnym brzegu obniżeniu misy Jeziora Mytyczego.

Krawędzie (denudacyjne) występują dość powszechnie na całym obszarze arkusza (ze względu na czytelność mapy omawiane formy nie zostały naniesione we wszystkich miejscach). Ich wysokości wynoszą około 1–6 m. Najczęściej oddzielają one od siebie poszczególne poziomy akumulacyjne, różne pod względem zarówno wiekowym, jak i litologicznym. Najwyraźniejsze formy znajdują się na granicy wałów rzeczno-peryglacjalnych.

Zagłębienia termokrasowe występują na całym obszarze badań w obrębie osadów równin: wodnolodowcowych, rzeczno-peryglacjalnych i jeziornych. Są to stosunkowo niewielkie obniżenia bezodpływowe przyjmujące dość regularne kształty wieloboków o zaokrąglonych narożnikach. Ich średnica dochodzi do kilkuset metrów, a głębokość osiąga 0,5–2,0 m. Formy wyróżniają się płaskimi dnami i wyraźnymi krawędziami, mającymi często charakter wałów, których wysokość od strony zewnętrznej sięga do około 0,5 m. Formy te są słabo widoczne w terenie, zwłaszcza pokrytym roślinnością, natomiast bardzo wyraźne na obrazie NMT. Genezę termokrasową ma również wiele większych obniżen, zwłaszcza w dolinie Samocieczki (w rejonie Zawieprzyc, Zezulina Pierwszego i Ludwina). Ich dna zajmują obecnie równiny torfowe.

Formy krasowe. Zagłębienia (leje) krasowe znajduje się na obszarach kulminacji podłoża zbudowanego z utworów kredowych. W południowym rejonie terenu występują one w rejonie Ludwina i Zezulina Pierwszego, a w jego środkowej części – w sąsiedztwie Rozkopaczewa. Są to niewielkie obniżenia bezodpływowe o średnicy kilkudziesięciu metrów oraz o głębokości dochodzącej do 4 m. Charakteryzują się one owalnymi i lejowatymi (miskowatymi) kształtami. Zagłębienia często łączą się ze sobą i tworzą większe formy, połączone w jeden ciąg obniżen o nieregularnym przebiegu. Wielu form nie naniesiono na [tablicę I](#) ze względu na jej skalę. Najprawdopodobniej

część jezior znajdujących się na obszarze arkusza mogło powstać w obrębie lejów krasowych. Niewątpliwie należy do nich Jezioro Krasne.

Formy jeziorne. Równiny jeziorne po równinach rzeczno-peryglacjalnych stanowią drugi dominujący element krajobrazu obszaru arkusza i podobnie jak one stanowią zapis sedymentacji różnowiekowych osadów. Omawiane formy budują najniższe poziomy akumulacyjne (mineralne), leżące na zróżnicowanej wysokości, a których powierzchnia stopniowo obniża się w kierunku północnym. Występują one na wysokości od około 170–172 m n.p.m. w południowej części terenu arkusza przez 165–168 m n.p.m. w jego środkowym fragmencie do 158–162 m n.p.m. w rejonie na północnym wschodzie od Drozdówki. Najniżej ich powierzchnie leżą na wysokości 158 m n.p.m. w strefach brzeżnych doliny Tyśmienicy. Powierzchnia równin jest urozmaicona licznymi zagłębieniami różnej genezy, takimi jak rozcięcia erozyjne czy zagłębienia o pochodzeniu termokrasowym. Równiny miejscami są nadbudowane osadami eolicznymi.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe są rozwinięte głównie w dolinie Tyśmienicy, gdzie budują rozległą płaską równinę akumulacji fitogenicznej, nachyloną w kierunku północnym od 160 do około 150 m n.p.m. Formy te występują również w dolinach mniejszych cieków: Piwonii Południowej, Bobryka i Samocieczki. W dolinie ostatniego wymienionego cieku budują również dna obniżen o charakterze termokrasowym. Równiny torfowe występują również wokół większości jezior badanego terenu oraz w mniejszych zagłębieniach o różnej genezie.

Formy antropogeniczne. Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski występuje wiele form antropogenicznych. W czasie budowy Kanału Wieprza-Krzny przeprowadzono szereg prac melioracyjnych. Powstała cała sieć kanałów, grobli czy nasypów. Na potrzeby hodowli ryb otoczono jeziora groblami, przez co zmieniono również ich pierwotny zasięg, tak jak w przypadku jeziora Krzczeń i Stawu Morawczyńskiego. W celach hodowlanych wybudowano także sztuczne zbiorniki wodne, na przykład sieć stawów położonych na północ od Starego Uścimowa. Na terenie badań znajduje się również kilka niewielkich piaskowni i piaskowni-żwirowni.

Sieć hydrograficzna obszaru arkusza Ostrów Lubelski obejmuje liczne stałe i okresowe ciek powierzchniowe, zarówno naturalne, jak i sztuczne. Całość uzupełniają naturalne i sztuczne zbiorniki wodne oraz liczne przejawy płytkich wód gruntowych. Teren badań jest położony w obrębie zlewni II rzędu rzeki Wieprz, prawobrzeżnego dopływu Wisły. Do bezpośredniej zlewni Wieprza należy około 25% obszaru. Niewielkie fragmenty w południowo-zachodniej części terenu arkusza są położone w granicach zlewni Bystrzycy, a w rejonie jeziora Dratów – do zlewni Świnki. Przeważająca część omawianego terenu (blisko 70%) leży natomiast w obrębie zlewni Tyśmienicy, która jest głównym naturalnym ciek powierzchniowym na obszarze badań. Koryto Tyśmienicy zostało

ulożone w sztucznym kanale, a cała dolina rzeki jest pocięta liczną siecią kanałów i rowów. W wyniku szeroko zakrojonych prac melioracyjnych również obszary równin torfowych położonych w jej dorzeczu zostały porozcinane gęstą siecią kanałów i rowów odwadniających, których zlewnie często wyróżniają się niewyraźnymi działami wodnymi. Dolina Tyśmienicy jest fragmentem doliny Prawieprza. Współczesna sieć rzeczna w dużej mierze ma starsze założenia i została ukształtowana najprawdopodobniej w okresie przedplejstoceniowym.

We wschodniej części obszaru znajduje się wybudowany pod koniec lat 50. XX w. Kanał Wieprz-Krzna. Łączy on rzekę Wieprz w miejscowości Borowica (poniżej Krasnegostawu) z Krzną (koło Międzyrzecza Podlaskiego). Wpływ kanału na środowisko regionu jest wybitnie szkodliwy. Już w trakcie prac kartograficznych na omawianym terenie, zaledwie kilkanaście lat po wybudowaniu kanału, zmiany te obserwował Liszkowski (1979a) i tak je opisał:

Wskutek prac melioracyjnych szereg torfowisk i zabagnień uległo już całkowitemu osuszeniu. Z drugiej strony, na rozległych zmeliorowanych równinach torfowych widoczne są skutki osuszania i kompaktacji osadów organicznych w postaci mniej lub bardziej wyraźnych niecek osiadaniowych.

Sieć powierzchniowego drenażu uzupełniają kilka drobniejszych naturalnych cieków (część z nich nie ma nazwy), również uregulowanych na dużych odcinkach swoich koryt. Wśród nich należy wymienić Piwonię Południową, która przecina Kanał Wieprz-Krzna i wpada do Bobrówki. Bobrówka natomiast jest największym dopływem Tyśmienicy na obszarze arkusza, a jej ujście znajduje się na terenie arkusza Parczew SMGP. Innym ważnym na obszarze badań ciekami jest prawobrzeżny dopływ Wieprza – rzeka Samocieczka.

Liszkowski (1979a) uważał, że: „Najbardziej interesującym elementem hydrografii badanego obszaru są jednakże naturalne zbiorniki wodne – jeziora; tworzą one w części «nizinnej» obszaru wyraźne zgrupowanie, które wchodzi w skład Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego”.

Największymi jeziorami omawianego terenu są: Dratów, Rogóźno, Jezioro Łukcze, Jezioro Krasne, Jezioro Mytycze, Jezioro Uścimowskie, Jezioro Głębokie, Krzczeń i Jezioro Czarne. Jezioro Krasne jest najgłębszym jeziorem Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, a jego maksymalna głębokość wynosi 33 m. Najpłytszym akwenem na obszarze arkusza jest Jezioro Uścimowskie o głębokości 4,4 m. Brzegi wielu jezior zostały obwałowane, co spowodowało ich przekształcenie w sztuczne zbiorniki wodne, m.in.: Dratowa, Jeziora Mytyczego, Krzczenia czy Jeziora Domaszego (Jeziora Tomaszniego lub Jeziora Tomaszniego). Dratów, Krzczeń i Jezioro Mytycze pełnią funkcję zbiorników retencyjnych i są napełniane grawitacyjnie wodą z Kanału Wieprza-Krzny.

Na północ od Uścimowa, w dolinie Piwonii Południowej znajduje się sieć stawów hodowlanych, w którą są włączone dawne naturalne zbiorniki, m.in. Jezioro Czarne. Na południowym wschodzie, w rejonie miejscowości Kolonia-Szczecin, na granicy z terenem arkusza Orzechów Nowy, w ostatnich latach utworzono zbiornik retencyjny Zalew Szczecin (Piękoś, Różycki, 2018).

Drobne sztuczne zbiorniki wodne, stawy rybne i zbiorniki retencyjne na potrzeby rolnictwa są powszechnym elementem hydrograficznym całego obszaru arkusza Ostrów Lubelski. Są one budowane we wszystkich dolinach rzecznych, dolinkach niewielkich cieków czy też powstają w wyniku pogłębiania naturalnych obniżen krasowych, termokrasowych lub innej genezy. Takie działania poprawiają nieco retencję na omawianym terenie, gdzie wskutek wspomnianych wyżej prac melioracyjnych, wiele bardzo drobnych, do niedawna stałych, naturalnych cieków powierzchniowych i zbiorników wodnych okresowo wysycha bądź uległo już całkowitemu osuszeniu.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Sylur

Utwory syluru są najstarszymi osadami rozpoznany na obszarze arkusza Ostrów Lubelski. Osady te zostały opisane w profilach trzech otworów, w których spąg osadów sylurskich nie został nawiercony. Stwierdzono je w Orzechowie-Kolonii w otworze 18 (Kolechowice 18), Brzostówce-Kolonii w otworze 23 (Kolechowice 24) i w Maśluchach w otworze 30 (Rozkopaczew 1). W Brzostówce skały sylurskie występują najpłycej – na głębokości 1095,1 m. W Orzechowie leżą one na głębokości 1358,3–1374,0 m, a w Maśluchach – na 2286,0–3004,0 m. Ich całkowita miąższość w obrębie obszaru arkusza nie została rozpoznana. Przepuszczalnie przekracza ona 900 m, a nawet 1000 m. Profil osadów syluru tworzą utwory przydolu i ludlowu, które w niniejszym opracowaniu zostały przedstawione jako nierozdzielone.

a. Ludlow + przydół

Iłowce i iłowce margliste na terenie arkusza Ostrów Lubelski są wykształcone jako iłowce, iłowce margliste i margle ciemnoszare, z przewarstwieniami wapieni. Omawiane utwory leżą bezpośrednio pod osadami dewonu dolnego w rejonie na północny wschód od strefy uskokowej Koc-ka. W obrębie samej strefy znajdują się one pod osadami dewonu górnego (otw. 23). Są to skały o dobrej oddzielności warstwowej, z detrytusem (pokruszoną fauną) i fauną łodzиковatych. W otwo-rze 30 (Otwory wiertnicze. Rozkopaczew 1) na głębokości 2846,7–2852,7 m osady te zawierają

wkładki wapieni ciemnoszarych i jasnoszarych. W spągu od głębokości 2997,9 m są to iłowce margliste, ciemnoszare, z wkładkami wapieni i ze skamieniałościami Graptolithina.

2. Dewon

a. Dewon dolny

Utwory dewonu na obszarze arkusza Ostrów Lubelski zostały opisane w profilach siedmiu otworów (otw.: 23, 30, 34, 73, 74, 76 i 79). Najnowszym opracowaniem dotyczącym litologii osadów dewonu dolnego jest opis osadów tego wieku w profilu otworu 30, wykonany przez L. Miłaczewskiego (Otwory wiertnicze. Rozkopaczew 1). W profilu tym wydzielono trzy kompleksy osadowe, zaczynając od najstarszego: formacji sycyńskiej (głęb. 2006,2–2297,5 m), formacji czarnoleskiej (głęb. 1935,0–2006,2 m) i formacji zwoleńskiej (głęb. 1484,5–1935,0 m). Według Turnau (1985) skały górnej części formacji sycyńskiej i osady formacji czarnoleskiej, których wiek do tej pory określano na zigen, zostały zaliczone do profilu żedynu. Górne dwie trzecie lub trzy czwarte profilu formacji zwoleńskiej włączono do utworów najwyższego zigeny i emsu. Całość osadów została za L. Miłaczewskim zaliczona do skał dewonu dolnego bez rozbijania ich na poziomy reprezentujące poszczególne piętra.

Na obszarze arkusza w opracowanych na nowo profilach otworów nie stwierdzono osadów dewonu środkowego, które Liszkowski (1979a) wydzielił w opisie otworu Kolechowice 20 (otw. 27 w pierwszym opracowaniu), ale z zastrzeżeniem, że „brak podstaw dla bliższego określenia wieku omawianych osadów”. Poza strefą uskokową Kocka utwory dewonu leżą zgodnie pod osadami karbonu dolnego (wizenu). W samej strefie natomiast, w otworach 76 (Łączna IG-10) i 79 (Ostrów 4), skały dewonu górnego znajdują się bezpośrednio pod utworami jury, a w jej północno-wschodniej strefie – lokalnie pod osadami wizenu (przekrój geologiczny C–D).

Żedyn

Piaskowce i iłowce margliste nawiercono i oznaczono w otw. 34 (Kolechowice 2). Są to należące do formacji czarnoleskiej piaskowce jasnoszare, o spoiwie krzemionkowym, na głębokości 1473,6–1474,1 m przewarstwione iłowcami zlustrowanymi.

* *
*
*

Iłowce, mułowce, wapienie i piaskowce zostały udokumentowane najlepiej w otworze 30 (Rozkopaczew 1). W spągu występują należące do skał formacji sycyńskiej mułowce pstre, piaskowce szare i wapienie z dobrze zachowaną fauną brachiopodów, krynoidów i koralowców.

Na głębokości około 2095 m są to wapienie ilaste, z licznie nagromadzoną fauną brachiopodów w postaci drobnych warstewek przebiegających co kilka centymetrów. Do formacji czarnoleskiej należą piaskowce drobnoziarniste, które wykazują miejscami niedużą domieszkę wapieni gruzłowych, a także mułowce szare, z dużą ilością muskowitu, o nierównym przełamie i ze śladami zlustrzeń, oraz mułowce czerwone i zielone. Najwyższą część profilu osadów dewonu dolnego tworzy formacja zwoleńska (głęb. 1484,5–1935,0 m), w skład której wchodzi iłowce oraz mułowce, często o barwie zielonej, czekoladowej i czerwonej, z domieszką piaskowców białych oraz piaskowce drobnoziarniste, jasnoszaro-zielonkawe.

b. Dewon górny

Fran

Wapienie, wapienie pyłowate (pelityczne) i dolomity zostały udokumentowane najpełniej w otworze 76 (Łączna IG-10). Osady te tworzą profil ogniwa zubowickiego formacji modryńskiej (Otwory wiertnicze. Łączna IG-10). Są to wapienie i wapienie ilaste, beżowe, ciemnoszare, drobnokrystaliczne, w stropie z koralowcami. W ich obrębie występują żyły kalcytu. Na głębokości 1492,0–1496,0 m znajdują się wapienie zlepieńcowate. W ich szarym, pelitycznym matriksie tkwią okrągłe okruchy wapieni pyłowatych (pelitycznych), beżowych. Opisane osady są zaangażowane tektonicznie, o czym wyraźnie świadczą upady ich warstw rzędu 60–70°. W spągu formacji dominują wapienie i dolomity pelityczne. Dolomity miejscami zawierają przewarstwienia (2–3-milimetrowe) iłowców zielonkawych, których pomierzony upad wynosi około 80°. W spągu profilu otworu 76 wapienie i dolomity są strzaskane tektonicznie, a w ich obrębie występują pionowe szczeliny zabliźnione kalcytem. W otworze 74 (Łączna 20) przeważają wapienie pelityczne, beżowo-brązowe, zbite, gruboławicowe, pocięte licznymi drobnymi żyłkami kalcytu. Stwierdzono w nich również nieliczne okazy fauny.

Famen

Piaskowce, mułowce i wapienie występują w czterech otworach wiertniczych (otw.: 23, 73, 74 i 76). Profil osadów fameńskich najlepiej został opisany w dokumentacji otworu 74 (Łączna 20) i 76 (Łączna IG-10). Utwory famenu znajdują się tam w dwóch pozycjach tektonicznych. Profil otworu 74 znajdujący się poza zrębem Kocka, po jego zachodniej stronie, tworzą osady formacji hulczańskiej, firlejskiej i bychawskiej (Otwory wiertnicze. Łączna 20). Profil rozpoczyna się na głębokości 2848,0 m skałami węglanowymi. Dominują wapienie pelityczne, miejscami margliste, ciemnoszare i brązowszare, w których występuje ze zmienną częstotliwością fauna ramienionogów.

Na głębokości 2295,0 m następuje zmiana osadów z węglanowych na okrucowe. Dominują tutaj piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, jasnoszare, zbite, w których miejscami stwierdzono przewarstwienia mułowców. Na głębokości 1935,3 m frakcja ziaren w skałach ulega zdrobieniu, bowiem występują tutaj mułowce i mułowce wapniste, przewarstwione piaskowcami. Profil skał famenu kończy się piaskowcami z wkładkami mułowców, piaskowcami drobnoziarnistymi, zbitymi i nieco wapnistymi, a w stropie – piaskowcami z wkładkami zlepieńców.

W obrębie zrębu Kocka w otworze 76 (Łęczna IG-10) osady famenu leżą znacznie wyżej niż w opisanym wcześniej profilu, bo już na głębokości 717,5 m (na wys. 546,0 m p.p.m.). W spągu znajdują się wapienie, wapienie ilaste, wapienie dolomityczne (z przewarstwieniem margli na głęb. 939,0–940,0 m). Na głębokości około 900 m osady z węglanowych ulegają zmianie na klastyczne. Początkowo są to piaskowce, i piaskowce z przewarstwieniami mułowców, stopniowo na głębokości od około 800 m przechodzące w mułowce z przewarstwieniami piaskowców, a także mułowce, mułowce ilaste, piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, białe, twarde, o spoiwie wapnistym. W piaskowcach występują przewarstwienia zlepieńców grubookrucowych (na głęb. 730,7–736,2 m). Profil kończą dolomity mulaste, szarozielonkawe, słabo związane, niewarstwowane (na głęb. 717,5–722,0 m). Pomierzono upady warstw wymienionych utworów, które wynoszą odpowiednio 10° na głębokości 746,0–746,1 m oraz 20° na głębokości 736,2–738,5 m.

3. Karbon

Osady różnych pięter karbonu na obszarze arkusza Ostrów Lubelski zostały opisane w profilach prawie wszystkich głębokich otworów. Jedyne w dwóch otworach – 76 (Łęczna IG-10) i 79 (Ostrów 4) – utwory karbońskie nie występują, a osady jury leżą bezpośrednio na skałach dewonu.

Tematyka utworów formacji karbońskich została ponownie opracowana (projekt Weryfikacja profili stratygraficznych 2008) – zweryfikowano i opisano na nowo profil skał karbonu w dokumentacji otworów: 30 (Rozkopaczew 1), 73 (Łęczna 19) i 74 (Łęczna 20). Na potrzeby aktualizacji stratygrafii utworów karbońskich również zmieniono na podstawie opisów m.in. wyżej wymienionych otworów.

W najnowszych publikacjach profil karbonu jest podzielony zgodnie z tabelą stratygraficzną ICS (Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej) na wizen, serpuchow, baszkir i moskow. W celu przystosowania stratygrafii osadów tego wieku do wymogów Instrukcji z... 2004 r. przyjęto schemat podziału na poszczególne piętra formacji skalnych (tab. 2) opisanych w Atlasie geologicznym Lubelskiego Zagłębia Węglowego 1:500 000 (Zdanowski, red., 1999). Część granic pomiędzy utworami poszczególnych pięter w otworach wyinterpretowano na podstawie tego opracowania. Do profilu

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY I LITOSTRATYGRAFICZNY OSADÓW KARBONU
NA OBSZARZE ARKUSZA OSTRÓW LUBELSKI

Jednostka stratygraficzna		Symbol	Jednostka litostratygraficzna
Westfal		C _w	Formacja lubelska i formacja Magnuszewa
Namur	Namur C	C _{nC}	Ogniwo kumowskie – formacja Dęblina
	Namur B	C _{nB}	Ogniwo bużańskie – formacja Dęblina
	Namur A	C _{nA}	Formacja Terebina
Wizen		C _v	Formacja Huczwy

westfalu zaliczono osady formacji lubelskiej, a do skał namuru osady formacji Dęblina (ogniwo kumowskie – namur C, a ogniwo bużańskie – namur B). Profil namuru A reprezentują osady formacji Terebina, a wizenu – utwory formacji Huczwy (Zdanowski, 2007; Waksmundzka, 2019).

a. Karbon dolny

Wizen

Iłowce, mułowce, piaskowce i wapienie – formacja Huczwy na terenie arkusza Ostrów Lubelski zostały opisane w dokumentacji dwóch otworów — 30 (Rozkopaczew 1) i otw. 73 (Łączna 19). Są to kilkudziesięciometrowe kompleksy iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe, między którymi występują mułowce silnie zapiaszczone i z dużą ilością zwęglonej flory oraz iłowce ciemnoszare, monolityczne, miejscami z ziarnami syderytów o wielkości około 1 cm. Profil osadów wizenu kończą wapienie kryptokrystaliczne, nieco zailone, miejscami o charakterze gruzłowym, z nieregularnymi wkładkami iłowców, żyłkami kalcytu i licznymi szczątkami fauny. W profilu otworu 73 w wapieniach zaobserwowano ślady ropy naftowej.

b. Karbon górny

Namur

Namur A

Mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców i przewarstwieniami węgla kamiennego – formacja Terebina zostały rozpoznane i opisane w profilach otworów: 49 (Ostrów 38) i 73 (Łączna 19). Omawiane utwory należą do formacji Terebina (formacji terebińskiej), przypisanej wiekowo serpuchowowi, a są to iłowce i mułowce ciemnoszare, miejscami z wkładkami piaskowców i margli oraz cienkich warstw (15-centymetrowych) węgla humusowego.

W iłowcach i mułowcach występują liczne konkrecje ilasto-pirytowe i ilasto-syderytyczne. Iłowce wykazują bardzo dobrą oddzielność warstwową. W opisanych osadach znajduje się w dość dużej ilości detrytus flory.

Namur B

Iłowce i mułowce z przewarstwieniami węgla kamiennego oraz piaskowce (ogniwo bużańskie) – formacja Dębłina zostały rozpoznane i wydzielone w profilach następujących otworów: 49 (Ostrów 38), 73 (Łęczna 19) oraz 74 (Łęczna 20). W otworze 74 na głębokości 810,0–1102,0 m zaliczono je do osadów baszkirow (Otwory wiertnicze. Łęczna 20). Są to iłowce ciemnoszare, miejscami z wkładkami mułowców i piaskowców jasnoszarych, mułowce ciemnoszare z wkładkami iłowców oraz piaskowce drobnoziarniste, kwarcowe, z przewarstwieniami mułowców. W otworze 49 pakiety iłowcowo-mułowcowe są przewarstwione węglem humusowym o miąższości około 0,2–1,0 m.

Namur C

Iłowce i mułowce z przewarstwieniami węgla kamiennego oraz piaskowce (ogniwo kumowskie) – formacja Dębłina na terenie arkusza Ostrów Lubelski zostały rozpoznane i opisane w wielu otworach (m.in. otw: 28, 30 i 31). Do profilu namuru C zaliczono osady ogniwa kumowskiego formacji dęblińskiej, na które składają się piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste z wkładkami mułowców, mułowce i iłowce jasnoszare i ciemnoszare z przewarstwieniami węgla humusowego oraz z liczną florą i dość częstymi konkrecjami syderytycznymi. W iłowcach często występują laminy i przewarstwienia mułowców. Mułowce w niektórych poziomach zawierają liczną florę oraz dość częste konkrecje syderytyczne.

Westfal

Mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców oraz węgiel kamienny – formacja lubelska tworzą najmłodsze (baszkirow i moskowskie) nawiercone utwory karbonu na obszarze arkusza Ostrów Lubelski. Rozpoznano je w profilach prawie wszystkich otworów, w których występują osady karbonu.

Skały westfalu znajdujące się w obrębie granic terenu badań zostały szczegółowo opisane przez Liszkowskiego (1979a). Są to je mułowce i iłowce facji lądowej (limnicznej), sporadycznie z przewarstwieniami łupków węglowych, oraz osady fitogeniczne. Iłowce na ogół są warstwowane równolegle, natomiast mułowce – skośnie i faliście. W skałach formacji lubelskiej (węglonośnej) znajdują się pakiety piaskowców drobnoziarnistych i średnioziarnistych, o spoiwie ilastym i krzemionkowym.

W całej serii osadów pospolite są konkretne syderytów, ilowców i mułowców, powszechnie występuje fauna, głównie małżowa (Liszkowski, 1979a). W profilu skał omawianej formacji stwierdzono pokłady węgla kamiennego o miąższości rzędu 0,2 – 6,0 m. Węgiel kamienny w postaci smug, laminacji i warstw w obrębie mułowców opisano m.in. w profilu otworu 73, w którym występuje on na głębokości 894,0–900,0 m (Otwory wiertnicze. Łączna 19).

4. Jura

Osady jurajskie nawiercono w wielu otworach, bowiem występują one powszechnie na całym obszarze arkusza Ostrów Lubelski. Utwory jury leżą bezpośrednio na skałach karbonu, jedynie w dwóch otworach (otw. 76 i 79) zalegają bezpośrednio na osadach dewonu, co prezentuje przekrój geologiczny C–D. Luka stratygraficzna w profilu obejmuje utwory najwyższej części karbonu górnego, permu, triasu, jury dolnej i niższej jury środkowej. W większości profili otworów osady jury nie zostały rozpozniomowane stratygraficznie, a w niektórych zostały rozpoznane jedynie częściowo i podzielone na oddziały (otw. 30). Omawiane osady najlepiej zostały opracowane przez A. Feldman-Olszewską w dokumentacji następujących otworów: 26 (Kolechowice IG-1), 55 (Piaseczno IG-1), 68 (Łączna IG-5), 76 (Łączna IG-10) oraz 82 (Łączna IG-4) w ramach projektu Weryfikacja profili stratygraficznych 2008.

Na obszarze badań znajdują się osady jury środkowej – batonu górnego i keloweju, które zostały rozpoznane pod kątem stratygraficznym w profilach otworów 26 (Kolechowice IG-1) i 55 (Piaseczno IG-1) oraz utwory jury górnej (oksfordu), znajdujące się w otworach 68 (Łączna IG-5), 76 (Łączna IG-10) i 82 (Łączna IG-4). Miąższość osadów jury waha się na ogół w przedziale 110–140 m, średnio wynosi około 120 m. Ich maksymalna miąższość osiąga wartość 205,0 m, co zostało udokumentowane w otworze 74 (Łączna 20) w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Osady o minimalnej miąższości (78,7 m) opisano w otworze 32 (Kolechowice 19) w północno-wschodnim rejonie terenu. Strop osadów jury jest zmienny. Jego wyraźna kulminacja (około -370 i -375 m n.p.m.) występuje we wschodniej części obszaru, w rejonie miejscowości Krasne. Z tego miejsca strop zapada w kierunku północno-zachodnim do około -490 m n.p.m. w rejonie Kolechowic–Brzostówki, a na południowy zachód – do około -467 m n.p.m. w pobliżu Spiczyna. W kierunku południowo-wschodnim zapada on do poziomu -430 m n.p.m. w rejonie Dratowa. Powierzchnia ta ma charakter erozyjny; na osadach oksfordu leżą piaskowce albu. Utwory wyższych pięter jury górnej (kimerydu i wołgu) w dużej mierze zostały usunięte w wyniku erozji przedpóźnokredowej (Feldman-Olszewska, 2011). Ze względu na skalę zaktualizowanej mapy utwory jury środkowej i górnej przedstawiono na przekroju geologicznym C–D jako nierozdzielone.

a. Jura środkowa

Osady środkowojurajskie we wcześniejszym opracowaniu (Liszkowski, 1979a) zostały połączone w jedno wydzielenie wieku baton + kelowej i występowały one jako mułowce, piaskowce wapniste, zlepieńce i dolomity piaszczyste. Najnowsze opracowania otworów archiwalnych (projekt Weryfikacja profili stratygraficznych 2008) dostarczyły danych, które pozwoliły podzielić omawiane osady bardziej szczegółowo (na poszczególne piętra jury środkowej).

Baton

Baton górny

Wapienie z wkładkami piaskowców. Osady batonu górnego zostały wydzielone i opisane w profilach otworów 26 (Kolechowice IG-1) i 55 (Piaseczno IG-1). W otworze 26 są to wapienie, których miąższość wynosi zaledwie 0,7 m (Otwory wiertnicze. Kolechowice IG-1). W otworze 55 natomiast do utworów tego podpiętra zaliczono wapienie organodetrytyczne z prze-warstwieniami piaskowców, o miąższości 3,9 m (Otwory wiertnicze. Piaseczno IG-1).

Kelowej

Osady keloweju reprezentują dwa podpiętra – kelowej dolny i kelowej górny. Zostały one oznaczone w otworach 26 (Kolechowice IG-1) i 55 (Piaseczno IG-1). Ze względu na słabe rozpoznanie i małą miąższość osadów na terenie arkusza w niniejszym opracowaniu profil osadów keloweju przedstawiono jednak bez rozdzielania na podpiętra.

Wapienie i piaskowce ilasto-wapniste. Profil osadów keloweju w otworze 26 rozpoczynają wapienie (reprezentujące kelowej dolny i górny) o miąższości 1,8 m. Osady te przechodzą w iłowce margliste, szare, a dalej ku spągowi – w piaskowce keloweju dolnego, drobnoziarniste, porowate, nielaminowane, kwarcowo-skalenkowe. Lepiszczce piaskowców jest węglanowe (Otwory wiertnicze. Kolechowice IG-1). W otworze 55 osady keloweju są wykształcone jako piaskowce szare, ilasto-wapniste, słabozwięzłe, których część stropową o miąższości 0,4 m zaliczono do profilu keloweju górnego. Środkową i spągową (1,5-metrową) część profilu zaklasyfikowano do utworów keloweju dolnego (Otwory wiertnicze. Piaseczno IG-1).

b. Jura górna

Osady górnójurajskie w pierwszym opracowaniu (Liszkowski, 1979a) zostały przyporządkowane do osadów oksfordu dolnego i środkowego. Liszkowski (1979a) pisał, że: „utwory te stanowią

spąg serii wapiennej oksfordu i znane są jedynie z nielicznych wierceń. Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski [...] nie są udokumentowane paleontologicznie”.

Omawiane osady w ostatnim czasie zostały na nowo opracowane stratygraficznie przez A. Feldman-Olszewską w ramach projektu Weryfikacja profili stratygraficznych 2008 w opisach profili otworów: 68 (Łączna IG-5), 76 (Łączna IG-10) i 82 (Łączna IG-4).

Oksford

Oksford dolny

Wapienie organodetrytyczne i dolomity. Na profil osadów oksfordu dolnego składają się wapienie organodetrytyczne, dolomityczne, szarobiałe lub szare, drobnoziarniste i średnioziarniste, twarde, zwarte, przekryształizowane, miejscami z większymi fragmentami fauny małży. W ich obrębie znajdują się przewarstwienia dolomitów brunatnych, krystalicznych, drobno- i średnioziarnistych.

Oksford środkowy

Wapienie organodetrytyczne. Są to wapienie organodetrytyczne, nieznacznie margliste, szarobiałe, drobnoziarniste, twarde, zwarte, przekryształizowane, złożone z licznych silnie zniszczonych szczątków fauny. Wśród detrytusu są widoczne fragmenty kolonii koralowców oraz szczątki fauny małżowej i krynoidowej. Lokalnie występują w nich przewarstwienia o niewielkiej miąższości (ok. 0,3–1,0 m) wapieni oolitowych i pseudoolitowych, szarobiałych.

Oksford górny

Wapienie oolitowe i wapienie pyłowate (pelitowe) z przewarstwieniami margli i dolomitów. Strop profilu osadów oksfordu górnego budują wapienie oolitowe, białe, drobnoziarniste, twarde i zwarte, które ku spągowi przechodzą w wapienie pelitowe, białe, dość twarde i zwarte, z licznymi drobnymi i niewyraźnymi powierzchniami stylolitowymi oraz z przewarstwieniami wapieni oolitowych. W warstwach spągowych wapienie pelitowe stają się słabo zwarte. W wapieniach występują przewarstwienia dolomitów wapnisto-ilastych i margli.

5. Kreda

Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski utwory kredy zostały nawiercone we wszystkich otworach (każdy z nich przebija się przez osady czwartorzędu). Strop osadów kredowych stwierdzono również w profilach otworów wykorzystanych na potrzeby poprzedniej edycji mapy (Liszkowski, 1979a). Są to otwory kartograficzne, badawcze oraz surowcowe (w nawiasie podana numeracja

odpowiednich otworów na zaktualizowanej mapie): 3 (otw. 12), 5 (otw. 1), 9 (otw. 9), 12 (otw. 18), 13 (otw. 21), 15 (otw. 10), 17 (otw. 26), 18 (brak odpowiednika), 21 (otw. 23), 40 (otw. 45), 46 (otw. 58), 51 (otw. 78) i 50 (otw. 80).

Pomimo że utwory kredy zostały stwierdzone w profilach wszystkich otworów geologicznych zaznaczonych na zaktualizowanej mapie, to jednak w opisach tylko niektórych z nich osady tego wieku zostały udokumentowane stratygraficznie. Na nowo zostały opisane one przez K. Leszczyńskiego (projekt Weryfikacja profili stratygraficznych 2008) w otworach 26 (Kolechowice IG-1), 30 (Rozkopaczew 1), 68 (Łączna IG-5), 73 (Łączna 19), 74 (Łączna 20) i 76 (Łączna IG-10). Na podstawie danych ze zweryfikowanych profili opracowano stratygrafię osadów kredy na potrzeby niniejszego opracowania.

Skały kredowe znajdują się na całym terenie arkusza Ostrów Lubelski i budują powierzchnię podłoża utworów czwartorzędowych poza niewielkimi obszarami, gdzie są przykryte mało miąższymi osadami paleogenu (przekrój geologiczny C–D). W profilu między osadami jury i kredy występuje luka stratygraficzna obejmująca utwory górnych pięter jury górnej (kimerydu i wołgu) oraz dolnych pięter kredy dolnej (riazania, walanżynu, hoterywu, barremu i aptu). Utwory kimerydu i prawdopodobnie wołgu (tytonu) zostały usunięte w wyniku erozji przedpóźnokredowej (Feldman-Olszewska, 2011).

Miąższość osadów kredy waha się od około 485 m (otw. 37 i 62) do ponad 630 m (otw. 24 i 73). Wyraźnie rośnie ona w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim, od około 500 m w rejonie Orzechowa-Kolonii, Starego Uścimowa oraz Krasnego do ponad 600 m w okolicy Kolechowic na zachodzie i Spiczyna na południowym zachodzie terenu badań.

a. Kreda dolna

Alb

Piaskowce glaukonitowe z fosforytami i margle piaszczyste. Profil utworów albu tworzą głównie piaskowce drobno- i średnioziarniste, rozsypliwie, glaukonitowe, z nielicznymi kongrecjami fosforytów piaszczystych często tworzącymi zlepy, miejscami z wkładkami mułowców, oraz margle piaszczyste. Ich poziom jest charakterystyczny dla obszaru badań i został oznaczony w profilach prawie wszystkich otworów przewiercających utwory kredy. Najpełniejszy profil osadów dokumentuje otwór 32 (Otwory wiertnicze. Kolechowice 19).

Miąższość utworów albu jest niewielka i waha się od 0,5 m w otworach 73 (Łączna 19) i 74 (Łączna 20) w rejonie Spiczyna i Zezulina Pierwszego do 43,0 m w otworze 32 (Kolechowice 19) w pobliżu Uścimowa. Przeciętnie miąższość przyjmuje wartości rzędu 5–10 m.

b. Kreda górna

Cenoman

Wap i e n i e. Jako oddzielny poziom stratygraficzny utworów cenomanu rozpoznano i wydzielono w profilach otworów: 26 (Kolechowice IG-1), 30 (Rozkopaczew 1), 68 (Łęczna IG-5), 73 (Łęczna 19), 74 (Łęczna 20) i 76 (Łęczna IG-10). Miąższość omawianych osadów jest niewielka – od około 6 m (6,5 m – otw. 74) do około 12 m (12,0 m – otw. 26).

Omawiane osady najlepiej zostały opracowane przez K. Leszczyńskiego w opisach otworów 26 i 76 (Weryfikacja profili stratygraficznych 2008). Są to głównie wapień margliste, inoceramowe. W otworze 26 znajdują się wapień margliste, białe, jasnoszare, szare, twarde i szorstkie, z rozszanymi włóknami inoceramów. W partiach spągowych występują liczne ślady działalności organizmów oraz szczątki fauny ryb oraz małży *Pecten orbicularis* Sowerby i z rodzaju *Aucellina* (Otwory wiertnicze. Kolechowice IG-1). W stropie otworu 76 są to wapień białe, zwięzłe, twarde, ciężkie, z drobnymi stylolitami i z rozszanymi włóknami inoceramów. Osady te stopniowo przechodzą w wapień inoceramowe, szare, zwięzłe, bardzo twarde, ze smugami wapieni ciemnoszarych. W skałach są widoczne wyraźne ślady działalności organizmów, a także pojedyncze konkrecje pirytowe, ziarna glaukonitu oraz fosforyty ilaste o wielkości około 0,3–1,0 cm. Spąg omawianych utworów budują wapień margliste, inoceramowe, piaszczyste (Otwory wiertnicze. Łęczna IG-10).

Turon

Osady turonu, jako oddzielny poziom stratygraficzny, rozpoznano i wydzielono w profilach otworów: 26 (Kolechowice IG-1), 30 (Rozkopaczew 1), 68 (Łęczna IG-5), 73 (Łęczna 19), 74 (Łęczna 20) i 76 (Łęczna IG-10). Miąższość utworów turonu osiąga ponad 100 m. Osady o minimalnej miąższości (107,0 m) opisano w profilu otworu 68, natomiast maksymalną miąższość utworów turonu udokumentowano w otworze 73 (132,0 m). W opracowaniu Liszkowskiego (1979a) osady turonu zostały wydzielone łącznie z osadami koniak.

Osady turonu są to wapień margliste i margle. W profilach otworów 26 i 68 są one wykształcone głównie jako wapień margliste, białe, twarde, z laminami margli i z dość licznymi fragmentami skorup inoceramów. W otworach 73 i 74 występują wapień pelitowe, jasnoszare, z dużą ilością krzemieni. W otworze 76 są to wapień z licznymi krzemieniami i wapień kredopodobne, a w spągu, na głębokości 585,0–587,5 m – wapień inoceramowe, z przewarstwieniami wapieni marglistych, zawierające faunę małżów *Ostrea* sp. oraz *Syncyclonema* cf. *noetlingi* Sobetsky i łuski ryb (Otwory wiertnicze. Łęczna IG-10). W otworze 30 występują margle jasnoszare, miękkie,

z laminami (smugami) ilastymi, a w stropie z licznymi ciemnoszarymi krzemieniami (Otwory wiertnicze. Rozkopaczew 1).

Koniak + santon

Osady pięter kredy koniaku i santonu zostały połączone w jedno wydzielenie. Utwory santonu jako odrębny poziom stratygraficzny opisano w profilu otworu 73 (Otwory wiertnicze. Łączna 19). Nie wydzielono w nim osadów koniaku. W profilach pozostałych otworów: 68 (Łączna IG-5), 74 (Łączna 20) oraz 76 (Łączna IG-10) osady obu pięter zostały udokumentowane jako jeden nierozdzielony poziom stratygraficzny.

Profil osadów koniaku + santonu tworzą w a p i e n i e m a r g l i s t e. Są to wapienie jasnoszare lub brunatnoszare, miejscami jasnoszare, o średniej twardości, lokalnie kruche, smugowane i laminowane marglami szarozielonymi, łatwo odłupującymi się. Opisywane wapienie wykazują w stropie silne zailenie (otw. 76).

Omówione utwory najlepiej zostały rozpoznane i opisane w profilu otworu 76, w którym na głębokości 400,0–405,0 m znaleziono faunę spirytyzowanych gąbek (szczątki) i łuski ryb, a na głębokości 450,0–455,0 m – szczątki dość grubych skorup inoceramów (Otwory wiertnicze. Łączna IG-10).

Kampan

W ramach projektu Weryfikacja profili stratygraficznych 2008 utwory kampanu rozpoznano i wydzielono jako oddzielny poziom stratygraficzny w profilach otworów: 68 (Łączna IG-5), 73 (Łączna 19), 74 (Łączna 20) i 76 (Łączna IG-10). Osady te leżą zgodnie na utworach koniaku + santonu. Najlepiej zostały one rozpoznane i opisane w profilu otworu 76 (Otwory wiertnicze. Łączna IG-10).

Mięszkość skał kampanu w wyżej wymienionych otworach osiąga wartości od 81,0 m (otw. 76) do 107,0 m (otw. 73), ale prawdopodobnie może być większa (przekrój geologiczny C–D). Dane z profili tych nielicznych otworów pokazują, że warstwy osadów kampanu zapadają w kierunku południowo-zachodnim. Występują one na wysokości około 40 m p.p.m. w północno-wschodniej części obszaru arkusza, a w jego środkowej części leżą już na poziomie około 80 m p.p.m., W rejonie doliny Wieprza opisywane utwory znajdują się na wysokości do około 130 m p.p.m.

Pod względem litologicznym skały kampanu są to w a p i e n i e m a r g l i s t e z k r z e m i e n i a m i. W profilu otworu 76 w stropie występuje 5,0-metrowa warstwa wapieni marglistych, jasnoszarych, ze szczątkami spirytyzowanych gąbek, miejscami gęsto smugowanych marglami szarozielonymi o średniej twardości. Na głębokości 305,0 m zaczynają się wapienie margliste, kredopodobne,

smugowane marglami szarozielonymi. Na głębokości 350,0–355,0 m są to wapienie margliste, białe, o średniej twardości, miejscami lekko bielące. W obrębie tych wapieni znajdują się pojedyncze czeruty o kolorze jasnoszarym, miejscami przewarstwienia margli ilastych, szarych, smugowanych marglami białymi. W opisanych osadach znaleziono faunę spirytywanych szczątków gąbek oraz ułamki małżów. W obrębie utworów zaobserwowano miejscami pojedyncze drobne płaszczyzny ślizgów (Otwory wiertnicze. Łączna IG-10).

Mastrycht

Osady mastrychtu budują stropową część osadów kredy. W opracowaniu Liszkowskiego (1979a, b) ich profil został podzielony na utwory mastrychtu dolnego, połączone w jedno wydzielenie z osadami kampanu, i na utwory mastrychtu górnego. K. Leszczyński oddzielił osady mastrychtu od kampanu w opisie m.in. otworu 76 (Otwory wiertnicze. Łączna IG-10).

Mięszość omawianych skał dochodzi do blisko 300 m (282,0 m w otw. 76 oraz 299,0 m w otw. 73) w południowo-zachodniej części obszaru badań, a średnio osiąga wartości rzędu 200–250 m.

Na obszarze arkusza osady mastrychtu są wykształcone jako kreda pisząca, margle i opoki. W spągowej części ich profilu występuje kreda pisząca z cienkimi wkładkami margli. Górną część profilu budują kreda pisząca, margle miękkie z przewarstwieniami kredy piszącej oraz opoki jasnoszare, białozółte, porowate. Pod binokulem w opokach są widoczne próżnie po igłach gąbek oraz pojedyncze ziarna glaukonitu (Otwory wiertnicze. Łączna IG-10).

Opisy osadów mastrychtu zostały dobrze opracowane przez Liszkowskiego (1979a) na podstawie własnych obserwacji poczynionych podczas analizy danych, zarówno pochodzących z otworów kartograficznych, jak i zebranych w czasie prac polowych. Liszkowski (1979a) utwory te opisywał w następujący sposób:

Niższą część mastrychtu górnego stanowią osady takie jak kreda pisząca, marglista, margle opokowe. Zostały one stwierdzone w otworach wiertniczych m.in.: 5 [otw. 1]¹, 6 [otw. 4], 9 [otw. 9], 10 [otw. 11], 11 [otw. 13], 13 [otw. 21], 25 [otw. 33], 32 [otw. 43], 35 [brak otw.], 44 [otw. 57], 46 [otw. 58], 50 [otw. 80], 51 [otw. 78], a także w otworach wiertniczych wykonanych w jeziorach Krasne i Głębokie. Znane są również z odsłoneń naturalnych okolic Zezulina i Rozkopaczewa. W Kolechowicach natrafiono je w sondach. Litologicznie są one bardzo jednorodne. W płytkach mikroskopowych skały wykazują strukturę od skrytokrystalicznej do aleurytowej, teksturę bezładną, niekiedy smugową,

¹ Przy numerach otworów z pierwszego opracowania w cytowanej partii tekstu w nawiasach i wyróżnioną czcionką podano numerację otworów zastosowaną na zaktualizowanej mapie geologicznej.

zaznaczoną szlirowym ułożeniem glaukonitu, minerałów ilastych lub mikrofauny. Obejmują one mikrobiofacje spikulowo-otwornicową i otwornicową, rzadziej radiolariowo-otwornicową i spikulową. W skałe spotyka się drobne skupienia substancji kolofanowej oraz krzemionki. Lokalnie skała jest silniej impregnowana krzemionką przechodząc w margle lub kredę opokową (Rozkopaczew). Na próbkach z rdzeni obserwuje się często struktury bioturbacyjne. Makrofauna jest nieliczna, często zachowana jedynie w postaci ułamków. Przeważają małże i drobne ślimaki. W otworze 10 [otw. 11] znaleziono fragment belemnita *Belemnitella junior* Nowak, fauny indeksowej mastrychtu górnego niższego. Mikrofauna otwornicowa oraz nannoplanktonowa wskazują na górny mastrycht. Charakterystyczny zespół otwornic obejmuje gatunki *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Frondicularia aclis* Morrow, *Frondicularia frankei* Cushman, *Frondicularia mucronata* Reuss, *Gavellinella danica* (Brotzen), *Gavellinella pertusa* (Marsson), *Gavellinella gankinoensis* (Neckaja), *Globotruncana arca* (Cushman), *Cibicidoides involuta* (Reuss), *Bolivina incrassata* Reuss, *Anomalina danica* (Brotzen), *Frondicularia kasimiri* Pożaryska, *Anomalinoides praeacuta* Vassilenko. Zespół ten odpowiada poziomowi ze *Stensioeina pommerana* Brotzen górnego mastrychtu.

Charakterystyczny zespół mikroflory kokkolitowej obejmuje obok formy indeksowej *Nefrholithus frequens* (Górka) górnego mastrychtu, następujące gatunki: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Chiastozygus litterarius* (Górka), *Cribosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre), *Micula staurophora* (Gardet), *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Vekshinella crux* (Deflandre et Fert) oraz *Zygodiscus spiralis* Bramlette et Martini. Obecność formy *Broinsonia parca* (Stradner) w otworach zlokalizowanych we wschodniej części badanego arkusza [...] zdaje się potwierdzać nieco starszy (górny mastrycht) wiek serii kredy piszącej w tej części arkusza. Miąższość mastrychtu górnego niższego można ocenić na około 60–80 m.

Wyższą część mastrychtu górnego stanowią osady kredy piszącej i margli kredowych często z wkładkami geiz i margli opokowych. Utwory te napotkano w odsłonięciach naturalnych w skarpie doliny Wieprza w okolicach Kijan i Ziółkowa oraz w studniach w Kijanach Dalszych i Kościelnych. Przynależność do tej serii utworów kredowych odsłaniających się w okolicy Zedulina jest prawdopodobna, lecz niepewna, wobec miąższej pokrywy zwietrzeli rozwinętych na tych utworach. Charakterystyczną cechą tej serii jest wyraźnie zwiększone zróżnicowanie mikrofacjalne w porównaniu z serią kredy piszącej niższej części mastrychtu górnego, ogólny wzrost piaszczystości oraz zawartości krzemionki koloidalnej. Liczniejsza i bardziej urozmaicona staje się także makrofauna. Najmłodsze utwory tej serii wykazują duże podobieństwo do serii siwaka warstw puławskich dolnego paleocenu, do którego były one, przypuszczalnie na tej podstawie, mylnie zaliczane w dotychczasowych opracowaniach kartograficznych. Na fakt ten zwracał już uwagę Uberna (1976).

Z makrofauny oznaczono m.in. *Belemnella kazimiroviensis* Skołozdrówna, *Carneithyris carnea* (Sowerby), *Ostrea (Gryphaea) vesicularis* Lamarck, *Lima* sp., *Nucula* sp. W zespole otwornicowym brak *Stensioeina* (poziom otwornicowy wyższy górnego mastrychtu). Zespół nannoplanktonowy jest zbieżny z cytowanym uprzednio (poziom *Nephrolithus frequens* Górka), z tym, że zdaje się nie zawierać formy *Broinsonia parca* (Stradner).

6. Paleogen

Osady paleogenu i neogenu są słabo rozpoznane na terenie arkusza Ostrów Lubelski i praktycznie nieznanne z profili otworów. Utwory te są często łączone z osadami czwartorzędowymi. Najprawdopodobniej w wielu wypadkach skały paleoceńskie nie zostały właściwie rozpoznane i udokumentowane. Najczęściej są one klasyfikowane jako utwory trzeciorzędu (czyli nierozdzielone osady paleogenu i neogenu), tak jak w przypadku opisów otworów: 17, 19 (Drozdówka 2), 20, 22 oraz 50 (Ostrów 40). Omawiane utwory zostały natomiast rozpoznane w kilku odsłonięciach w czasie prac kartograficznych na potrzeby pierwszej mapy (Liszkowski, 1979a, b).

a. Paleocen dolny

Iły pyłowe i t.e. Profil osadów paleocenu dolnego (danu) budują iły szarozielone, częściowo pyłowate, nieburzące z kwasem solnym. Występują one w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie jeziora Dratów. Utwory te zostały rozpoznane i opisane w profilu otworu 82 (Otwory wiertnicze. Łączna IG-4) i wiekowo zaliczone przez K. Leszczyńskiego do piętra danu. W opracowaniu Liszkowskiego (1979a, b) nie zostały one uwzględnione.

b. Eocen górny

Piaski i mułki glaukonitowe z fosforytami, żwirami kwarcowymi oraz rogowcami. W dolnej części profil utworów górnocieńskich tworzą piaski i mułki z fosforytami, w jego górnej partii – piaski i mułki glaukonitowe ze żwirami kwarcowymi i rogowcami, miejscami iły margliste (otw. 50 – Ostrów 40). Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski osady te występują w otworach wiertniczych: 17, 19, 20, 22 i 50 oraz na powierzchni, pod cienką pokrywą utworów czwartorzędowych, w rejonie Kolechowic-Kolonii i Kolechowic-Folwarku. Zostały one udokumentowane przez Liszkowskiego (1979a), który opisywał omawiane osady w następujący sposób:

Dolną część eocenu górnego stanowią piaski i mułki glaukonitowe z fosforytami pierwotnie wapniaste. Utwory te rozpoznano w trakcie kartowania w okolicy Kujawiaków [obecnie rejon Kolechowic-Kolonii – M.K.], gdzie odsłaniają się one na powierzchni lub pod niewielkim nadkładem utworów

czwartorzędowych. Stwierdzono tu obecność serii piasków gliniastych, glin piaszczystych i mułków glaukonitowych, warstwowanych, w stropie bezwapiennych, niżej słabo wapnistych, wśród których stwierdzono obecność dość licznych okruchów bursztynu. Zawartość frakcji piaszczystej waha się w granicach 50–60%, ilastej – 15 do 20%. W składzie minerałów ciężkich przeważają minerały z grupy epidotu (32%), cyrkon (15%), turmalin (15%), minerały grupy TiO_2 (10%). W utworach tych stwierdzono obecność pojedynczych małży o zresorbowanych skorupkach, otolity i łuski ryb oraz 2 okazy, silnie uszkodzone, *Orbitulipora petiolus* (Lonsdale) [...]. Nieprzewiercona miąższość utworów eocenu górnego waha się na obszarze arkusza Ostrów Lubelski od 2,40 do ponad 4,50 m. W szeregu innych punktów stwierdzono obecność fosforytów na wtórnym złożu. Punkt ten naniesiono na mapie, jako miejsce występowania fauny kopalnej.

Wyższą część eocenu górnego stanowią piaski i mułki glaukonitowe ze żwirami kwarcowymi i rogowcami pierwotnie bezwapniste. Obecność ich stwierdzono między innymi w okolicach Kolechowic i Rozkopaczewa, gdzie występują na powierzchni względnie pod przykryciem niewielkiej miąższości utworów czwartorzędowych.

Piaski i piaski ze żwirami występują jako piaski średnio- i gruboziarniste, z pojedynczymi słabo obtoczonymi ziarnami o wielkości do 2 mm. Osady te są lekko zapyłone, kwarcowe, jasnoszaro-białe, żółtawe (wytrącenia związków Fe), źle wysortowane. Znajdują się one na powierzchni lub pod cienką pokrywą osadów czwartorzędowych, między Kaznowem-Kolonią a Kolechowicami-Folwarkiem. Ich najpełniejszy profil został opisany przez Liszkowskiego (1979a) w nieistniejących obecnie odkrywkach w okolicy Kaznowa. Autor zaliczył te osady do rzecznych utworów miocenu. Małek (2011a, b, c) zaklasyfikowała je do morskich osadów eocenu górnego.

Liszkowski (1979a) opisywał serię osadów eoceńskich następująco:

Pod niewielkiej miąższości pokrywą utworów czwartorzędowych występuje tu seria skośnie warstwowanych piasków średnio- i gruboziarnistych oraz żwirów kwarcowych. Zawartość frakcji żwirowej przekracza często 25%. Frakcja żwirowa koncentruje się w przedziale średnio 2–5 mm (5–20%). Frakcja piaszkowa skoncentrowana jest w przedziale średnic 1–2 mm (50–55%) oraz 0,5–1,0 mm (20–40%). We frakcji lekkiej przeważa kwarc, rogowce, skały krzemionkowe. Spotyka się pojedyncze plagioklasy. Frakcja ciężka złożona jest z minerałów grupy epidotu (20–50%), cyrkonu (12–15%), turmalinu (10–17%), minerałów grupy TiO_2 (9–12%) oraz staurolitu (8–10%) i granatów (7–15%). Cechy teksturalne tych utworów wskazują na transport rzeczny w warunkach reżimu burzliwego (wysokich wartości liczby Reynoldsa i Frouda) oraz szybkiej sedymentacji (faza sedymentacji antywydmowej).

7. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski plejstoceńskie osady różnej genezy reprezentują utwory plejstocenu dolnego, następujących zlodowaceń: południowopolskich, środkowopolskich i północnopolskich oraz interglacjałów – augustowskiego, ferdynandowskiego oraz wielkiego (mazowieckiego). W świetle wyników uzyskanych z badań terenowych, datowań osadów metodą OSL, a także danych z najnowszych publikacji, znacznej zmianie uległ stan wiedzy na temat stratygrafii osadów plejstoceńskich tego regionu. Zasięg lądolodu zlodowaceń środkowopolskich (stadiału Odry) został przesunięty dalej na północ (Lisicki, 2003; Czubla i in., 2013; Terpiłowski i in., 2013; Marks i in., 2018; Czubla i in., 2019; Hrynowiecka i in., 2019; Źarski, Kucharska, 2020), co oznacza, że obszar arkusza Ostrów Lubelski w tym czasie był poza jego zasięgiem. W związku z tym na nowo rozpatrzono wiek i genezę osadów występujących na terenie badań. Granice wydzielen tych utworów na mapie geologicznej, zwłaszcza w strefie przypowierzchniowej, również uległy znacznej modyfikacji.

Od ustąpienia lądolodu Sanu 2, ostatniego, który pokrywał badany obszar, teren arkusza podlegał wielokrotnie stale powtarzającymi się procesom erozji i sedymentacji. Ze względu na duże podobieństwo litologiczne oraz podobną genezę osadów wodnolodowcowych, rzeczno-peryglacialnych oraz jeziorno-rzecznych (rozlewiskowych) różnego wieku, zwłaszcza w strefie przypowierzchniowej, ich rozgraniczenie wykonano na podstawie wyników badań terenowych, analizy NMT oraz datowań wieku bezwzględnych osadów metodą OSL.

Plejstocen dolny

Mułki (humusowe) jeziorno-deluwialne. Są to mułki humusowe, ciemnoszare, z makroszczałkami organicznymi i okruchami silnie zwiędzłych margli i skał kredowych, W mułkach tych znajdują się wkładki mułków jasnoszarych, lessopodobnych, a w ich spągu – otoczaki kwarcu i fosforytów. W opisywanych osadach zostały rozpoznane struktury krioturbacyjne.

Mułki plejstocenu dolnego (preglacjału) występują w północno- i południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w spągu osadów lodowcowych. Opisano je na głębokości 26,5 m w Kaznowie-Kolonii, w profilu otworu 1 (Kaznów OS-14). Ich miąższość nie przekracza tam 5 m (przekrój geologiczny A–B). Utwory te zostały dobrze udokumentowane w czasie prac kartograficznych przez Liszkowskiego (1979a), który opisywał je w następujący sposób:

Spoczywają one bezpośrednio na ilasto-marglistej, warstwowanej zwiędzeline kredy piszącej z nagromadzeniem żwirów kwarcowych i fosforytów w stropie. Z profilu tych osadów pobrano 24 próbki

do badań palinologicznych. Wyniki analizy paleobotanicznej przedstawia spektrogram pyłkowy Janczyk-Kopikowej (1977), gdzie występuje sukcesja zespołów pyłkowych analogiczna jak w cyklu sedymentacyjnym II i częściowo III profilu osadów preplejstoczeńskich z Ponurzyca (Baraniecka, 1975; Stuchlik, 1975). Sukcesje te są prawie identyczne. Stąd pozycję stratygraficzną tej serii określono na schyłek tiglianu (interglacjał ponurzycki Baranieckiej, 1975) i eburonian (glacjał otwocki Baranieckiej, 1975) lub przy przyjęciu trójdzielności eburonianu (Zagwijn, 1963), na schyłek interstadiału w obrębie eburonianu i okres borealny górnego eburonianu. Ostatnia interpretacja stratygraficzna wydaje się, wobec dużej jednorodności litologicznej omawianej serii, bardziej prawdopodobna (Janczyk-Kopikowa, 1977). Szczęólnego znaczenia nabiera fakt, że w górnej części profilu stwierdzono wyraźne ślady deformacji peryglacialnych typu inwolucji i struktur konwekcji grawitacyjnej.

P i a s k i k w a r c o w e r z e c z n e. Są to piaski różnoziarniste, kwarcowe, w obrębie których występują: duża domieszka dobrze obtoczonych żwirów kwarcowych, pojedyncze rogowce i lidyty (o średnicy do 15–20 mm) oraz liczne nieobtroczone okruchy kredy piszącej. W osadach tych nie stwierdzono obecności materiału północnego (Liszkowski, 1979a).

Opisane utwory leżą w spągu osadów wypełniających najgłębiej wcięte doliny na terenie arkuza, Bystrzyca i Prawieprza (obecnie Tyśmienicy). Zostały one również udokumentowane w otworach 10 i 21 (przekrój geologiczny A–B) i w dolinie Samocieczki, w rejonie miejscowości Stary Radzic (otw. 58). Serię tych osadów nawiercono również w otworze 70 w Spiczynie. Wiek omówionych utworów jest bardzo prawdopodobny, jednak nie został on udokumentowany za pomocą badań palinologicznych (Liszkowski, 1979a).

Interglacjał augustowski

M u ł k i j e z i o r n o - r z e c z n e. Utwory interglacialne są wykształcone jako mułki i piaski mułkowate, szarozielonkawe, szare, zwarte, ze znaczną domieszką gruzu skał kredowych (Liszkowski, 1979a). Osady te zostały nawiercone w Spiczynie (otw. 70) na głębokości 24,0–40,0 m. Jest to seria złożona z mułków piaszczystych i piasków mułkowatych, o miąższości 16,0 m. W stropie utworów stwierdzono dużą zawartość łuszczyków, a w spągu – ostrokrawędziste żwiry wapienne.

Liszkowski (1979a) określił pozycję stratygraficzną omawianych osadów w następujący sposób:

Ze względu na przykrycie tej serii gliną zwałową, przypuszczalnie stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego, serię tę zaliczono do fazy transgresji tego zlodowacenia, nie przesądzając sprawy jej ewentualnie innego, młodszego wieku.

Seria ta odsłania się także w skarpie dolin rzek Bystrzycy i Wieprza w Spiczynie [...]. Z uwagi na duże podobieństwo litologiczne oraz znaczny stopień konsolidacji tych utworów do cytowanych wyżej utworów z profilu studziennego w Spiczynie można wyrazić przypuszczenie, że są one równoweekowe. Jedynie stropowe partie tej serii, wyraźnie różniące się od dolnych, są przypuszczalnie młodsze.

Zlodowacenia południowopolskie

Profil utworów zlodowaceń południowopolskich jest reprezentowany przez osady dwóch zlodowaceń – Sanu 1 i Sanu 2, a także interglacjału ferdynandowskiego. Na powierzchni terenu zostały udokumentowane jedynie osady zlodowacenia Sanu 2. Utwory lodowcowe są to głównie szczerkowo zachowane poziomy glin i piasków lodowcowych. Wśród osadów wspomnianego zlodowacenia występują utwory wodnolodowcowe oraz silnie zdenudowane osady morenowe. Duża część osadów lodowcowych i wodnolodowcowych, znajdująca się na powierzchni obszaru badań, została zaliczona przez Liszkowskiego (1979a) do profilu zlodowacenia środkowopolskiego. W świetle najnowszych publikacji (Czubla i in., 2013; Terpiłowski i in., 2013; Marks i in., 2018; Czubla i in., 2019; Hrynowiecka i in., 2019; Kucharska i in., 2020a, b; Żarski, Kucharska, 2020) utwory te przypisano pod względem wieku zlodowaceniom południowopolskim. Dotyczy to glin zwałowych i piasków lodowcowych oraz osadów wodnolodowcowych stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (Liszkowski, 1979a), które obecnie zostały zaliczone do profilu zlodowacenia Sanu 2.

Zlodowacenie Sanu 1

Gliny zwałowe. Są to głównie gliny ilaste, z niewielką ilością żwirów i gładzików skał północnych w spągu. W profilu otworu 1, na południe od Kaznowa, opisano 40-centymetrową warstwę bruku gliniastego (przekrój geologiczny A–B). W rejonie Dratowa, w południowo-wschodniej części obszaru (otw. 80), udokumentowano gliny piaszczyste, lekko wapniste, o barwie szarej i zielonoszarej, z okruchami margli. W pobliżu Ostrowa Lubelskiego (otw. 9) odpowiednikiem omawianego poziomu glin jest bruk erozyjny wykształcony w postaci zaglinionych otoczków margli i żwirów krystalicznych (3–4 cm), leżących bezpośrednio na utworach kredy. W otworze 11, również w rejonie Ostrowa Lubelskiego, poziom ten jest wykształcony jako bruk skał krystalicznych i margli zaglinionych oraz ilasto-piaszczystych osadów soliflukcyjnych (Liszkowski, 1979a), leżących na mułkach jeziorno-rzecznych interglacjału augustowskiego. Miąższość utworów opisanego poziomu waha się od 0,7 m w okolicy Dratowa (otw. 80) do 6,2 m w rejonie Kaznowa (otw. 1). W otworze 33 w rejonie Brzostówki opisano gliny o miąższości wynoszącej 2,5 m. Leżą one w tym miejscu

bezpośrednio na skałach mastrychtu. W północno-zachodniej części obszaru arkusza gliny zlodowacenia Sanu 1 tworzą zwarty poziom glacialny (przekrój geologiczny A–B), którego strop znajduje się na wysokości 151–159 m n.p.m.

Analizy składu petrograficznego żwirów omawianych glin wykazały, że ich współczynniki petrograficzne² wynoszą: O/K – 0,72; K/W – 3,20; A/B – 0,22 (Liszkowski, 1979a). Wyniki te pozwalają korelować je z glinami zlodowacenia Sanu 1 typu *Janówka e2* (Lisicki, 2003), opisanymi na podstawie danych z profili otworów z rejonu Puchaczowa zlokalizowanych na terenie arkusza Łęczna SMGP, na południe od obszaru badań (Krawczyk, Kucharska, 2022). W opracowaniu Liszkowskiego (1979a) nie podano informacji, z którego otworu zostały pobrane próbki do wyznaczenia wyżej podanych współczynników. Badania litologiczno-petrograficzne natomiast najprawdopodobniej wykonano na próbkach z otworu 1 z rejonu Kaznowa (przekrój geologiczny A–B).

Liszkowski (1979a) charakteryzował opisywany poziom glin następująco:

Poziom dolny glin zwałowych stwierdzony poniżej serii mułków w otworze 5 [otw. 1] wykształcony jest analogicznie do opisanego wyżej poziomu wyższego; stwierdza się jedynie nieznacznie wyższą wapnistość. Zbliżone są również wartości wskaźników uziarnienia oraz petrograficznych. Te ostatnie zawierają się w przedziałach: O/K od 0,89 do 1,27 (średnio 1,03); K/W od 0,93 do 1,56 (średnio 1,34) i A/B od 0,51 do 0,91 (średnio 0,63).

Poziom górny (wyższy) glin w niniejszym opracowaniu odpowiada glinom zwałowym Sanu 2 i przez Liszkowskiego (1979a) został opisany jako „[...] gliny, gliny pylaste, gliny ciężkie szarozółte i siwe upodabniające się do mułków i mułków ilastych typu rozlewiskowo-jeziornego”.

W dalszej części opisu Liszkowski (1979a) podał, że „ranga stratygraficzna obu poziomów glin jest dyskusyjna”, dlatego w interpretacji położenia poziomów glin zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 kierowano się jedynie przesłankami morfologicznymi i paleogeograficznymi. Warto dodać, że wyniki badań litologiczno-petrograficznych glin zwałowych podane przez Liszkowskiego (1979a) nie zostały wykorzystane przez Lisickiego (2003) do korelacji glin zwałowych obszaru B – dorzecza środkowego Wieprza i środkowego Bugu.

Iły i mułki zastoiskowe. Są to iły i mułki z domieszką piasków drobnoziarnistych, szare, warstwowane równoległe. W otworze 1 utwory te rozdzielają dwa poziomy glin lodowcowych zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 (przekrój geologiczny A–B). Ich miąższość wynosi tam 7,3 m.

² Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na wietrzenie, B – skały odporne na wietrzenie.

Liszkowski (1979a) opisywał je jako serię „[...] mułków z niewielkimi przewarstwieniami piasków i iłów szarych warstwowych, wapnistych o zawartości CaCO_3 od 7,6 do 9,5%” i zaliczył je do poziomu glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego.

Najprawdopodobniej do omawianych utworów należą również ropy leżące bezpośrednio pod glinami zlodowacenia Sanu 2 w otworze 23 oraz mułki szare w otworze 22 (na głęb. 15,0–19,0 m). W zachodniej części obszaru arkusza, gdzie osady lodowcowe są najlepiej wykształcone, ich strop jest położony na wysokości około 164–167 m n.p.m. Pozycja stratygraficzna utworów zastoiskowych, podobnie jak obu glin, a zwłaszcza poziomu glin zlodowacenia Sanu 1 podścielających wyżej opisane ropy i mułki, jest niepewna.

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e. Są to piaski średnioziarniste oraz piaski różnoziarniste i piaski ze żwirami. Osady te występują na północy obszaru arkusza na granicy z arkuszem Orzechów Nowy SMGP (Kucharska, 2021). Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) opisywali je jako :

[...] piaski różnoziarniste, luźne, szare ze żwirikami i pojedynczymi gładzikami krystalicznymi (ϕ 10 cm). Są to piaski węglanowe o zawartości CaCO_3 12% w górnej części i 23% w dolnej. Piaski te są bardzo słabo wysortowane i charakteryzują się wysokim stopniem niejednorodności obróbki ($N_m = 6,7$). W składzie minerałów ciężkich przeważają zdecydowanie minerały przezroczyste, a wśród nich granaty (około 40%) i amfibole (około 20%).

Liszkowski (1979a) zaliczył również do omawianych osadów 16,0-metrową serię piasków i piasków ze żwirami z otworu 58 w rejonie Starego Radzica. Obecnie seria ta została zaliczona do rzecznych osadów interglacjału mazowieckiego. Wskazuje na to ich położenie w głęboko wciętej dolinie (tabl. II), utworzonej przez Prabyszycę, która w interglacjale mazowieckim niosła główne masy wód z południa i łączyła się w rejonie Zezulina Drugiego i Krzczenia z doliną Prawieprza.

Interglacjał ferdynandowski

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i r z e c z n e. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, z niewielką domieszką drobnych żwirów oraz z cienkimi przewarstwieniami iłów piaszczystych. Występują one między dwoma poziomami glin zwałowych na południowym wschodzie obszaru, w rejonie Dratowa (otw. 80). Ich pozycja stratygraficzna jest niepewna. Wyznaczono ją na podstawie położenia tego typu utworów między dwoma poziomami glin zwałowych zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. Liszkowski (1979a) wydzielił je jako osady interstadialne między stadiałami dolnym i górnym zlodowacenia południowopolskiego i podał następujący opis profilu osadów w otworze 80:

Tę część serii osadów rzecznych reprezentują zapewne również piaski średnio- i drobnoziarniste, napotkane w profilu otworu 50 [otw. 80] i budujące tam warstwę o miąższości 4,5 metrów. We frakcji ciężkiej dominują granaty do 65,3% [...] nad epidotem (do 11%) przy zmiennym udziale turmalinu (8–15%) oraz cyrkonu (3 do 6,3%) przy wyraźnym zubożeniu amfiboli.

Piaski, mułki i łył rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe). Osady rozlewiskowe są wykształcone jako piaski pyłowate, mułki (pyły), mułki (pyły) ilaste i łył piaszczyste. Wyróżniają się one barwą szarą, szaro-białą i szaro-zielonkawą i są warstwowane równolegle. Utwory te wypełniają dna płytszych dolin (otw. 4 i 13 – przekrój geologiczny A–B). Występują one również w otworze 70 w Spiczynie oraz w otworze 80 w okolicy Dratowa (na głęb. 52,6–53,0 m).

Liszkowski (1979a) wiązał genezę opisywanych osadów z kolejną transgresją lądolodu i uważał, że: „Utwory te powstały w okresie transgresji zlodowacenia południowopolskiego w wyniku szybkiego wypełniania dolin rzecznych na skutek zatamowania odpływu wód”. Pierwotnie ich rozprzestrzenienie i miąższość mogły być większe, jednak najprawdopodobniej w głębiej wciętych dolinach utwory te uległy erozji rzecznej w interglacjale mazowieckim.

Zlodowacenie Sanu 2

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) są związane z nasuwaniem się kolejnego lądolodu zlodowaceń południowopolskich. Są to piaski różnoziarniste i piaski ze żwirami, w których zawartość frakcji żwirowej zwiększa się nieregularnie ku stropowi warstwy w granicach 1,0–4,1%. Do osadów tych zaliczono serię piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych w otworze 22 w rejonie Brzostówki (na zachodzie obszaru badań), leżącą bezpośrednio pod glinami zlodowacenia Sanu 2, a nad łyłami i mułkami zastoiskowymi zlodowacenia Sanu 1.

Wartości parametrów rozkładu uziarnienia podanych przez Liszkowskiego (1979a) wynoszą: M_z (średnia średnica) 1,36–1,64; δ_1 (wysortowanie) – 1,11–1,06; Sk_1 (skośność) – 0,03–0,19; KG (kurtoza) – 1,52–1,96. Liszkowski (1979a) podał również następujący opis osadów:

Ziarna kwarcu wykazują dużą liczbę ziarn obtoczonych z dużą ilością ziarn trzeciorzędu, jednak ku stropowi wykazują one wyraźną tendencję do pogorszenia obtoczenia. We frakcji ciężkiej przeważają amfibole (25,3%). Obserwuje się wyraźny spadek granatów do 21,3% na rzecz wysokiej zawartości turmalinu i epidotu (po około 17%).

Pozycję stratygraficzną omawianych utworów wyznaczono jedynie dzięki powiązaniu ich położenia z poziomem glin lodowcowych zlodowacenia Sanu 2. Nie można wykluczyć rzecznej genezy tych piasków, a także przypisania im starszego wieku niż wspomniane wyżej zlodowacenie.

Liszkowski (1979a) zaliczył do nich również stropową serię piasków ze żwirami w otworze 58, której wiek obecnie oceniono na młodszy od interglacjału mazowieckiego.

Gliny zwałowe budują wysoczyznę lodowcową w północno-zachodniej części obszaru, między Brzostówką, Kolechowicami, Ostrowem Lubelskim i Kaznowem, oraz na południu obszaru badań, między Spiczynem a Ludwinem, na granicy z terenem arkusza Łęczna. Występują one na ogół pod cienkim przykryciem osadów: wodnolodowcowych (górných) zlodowacenia Sanu 2, rzeczno-peryglacialnych zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich i jeziorno-rzecznych (rozlewiskowych) zlodowacenia Wisły. Jedynie w rejonie Kaznowa i Witaniowa gliny te są znajdowane w postaci niewielkich płatów na powierzchni terenu. Na południu obszaru badań leżą one bezpośrednio na osadach kredy. Opisano je także w profilach kilku otworów (m.in. otw.: 1, 22, 16 i 45).

Wiek omawianych utworów został określony przez Liszkowskiego (1979a) na stadiał górny zlodowacenia południowopolskiego oraz na stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego. Obecnie ze względu na teorię zakładającą znaczne przesunięcie dalej na północ linii zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry (Czubła i in., 2013; Terpiłowski i in., 2013; Marks i in., 2018; Czubła i in., 2019; Hrynowiecka i in., 2019; Żarski, Kucharska, 2020) gliny te zostały zaliczone do osadów lodowcowych zlodowacenia Sanu 2.

Osady występujące na powierzchni są silnie zwietrzałe. Są to gliny piaszczyste i piaski gliniaste, szarobrazowe, o niewielkiej miąższości (0,5–1,0 m), miejscami silnie zredukowane do bruku gliniastego. Ich strop występuje na wysokości 170,0–175,0 m n.p.m. w północno-zachodniej części obszaru arkusza i do około 180 m n.p.m. na południu terenu.

Najlepiej udokumentowany profil glin zwałowych znajduje się w rejonie Kaznowa (otw. 1), gdzie miąższość opisywanych utworów osiąga największą znaną wartość (8,0 m) w obrębie obszaru arkusza. Ich strop jest położony na wysokości 173,0 m n.p.m. Gliny są piaszczyste, szarobrazowe, z niewielką domieszką żwirów o średnicy 0,5–1,0 cm, reagujące z HCL. Liszkowski (1979a) opisał te osady w następujący sposób:

[...] gliny, gliny pylaste, gliny ciężkie szarozółte i siwe upodabniające się do mułków i mułków ilastych typu rozlewiskowo-jeziornego. Dopiero analiza granulometryczna oraz sporadyczna zawartość gładzików i otoczków skał północnych pozwala na identyfikację tych osadów jako glin morenowych. W składzie granulometrycznym obserwuje się przewagę frakcji pylastej, której zawartość waha się od 36,0 do 49%. Frakcja piaszkowa często nie przekracza frakcji 0,5 mm, a frakcja żwirowa występuje najczęściej w śladowych ilościach.

Liszkowski (1979a) podał również wartości współczynników petrograficznych, które wynoszą odpowiednio: O/K – 0,88–1,07 (średnio 0,96); K/W – 1,22–1,76 (średnio 1,48); A/B – 0,41–0,66 (średnio 0,55). Nie podaje on jednak, z których otworów i na jakich głębokościach w ich profilach pobrano próbki do analiz. Podane współczynniki wskazują na gliny zlodowacenia Sanu 1 (Lisicki, 2003). W połączeniu z wyżej przytoczonym opisem litologicznym osadów wyniki tych badań są jednak raczej mało miarodajne, dlatego pozycję stratygraficzną glin wyznaczono jedynie na podstawie przesłanek morfologicznych.

Piaski, żwiry i piaski pyłowe lodowcowe. Są to piaski gliniaste z dużą ilością gładzików oraz piaski różnoziarniste ze żwirami i gładzikami z okruchami skał kredowych. Osady są nieprzemyte, silnie zapyłone, o barwie żółtobrazowej. Ich miąższość nie przekracza 2 m. Występują one w postaci niewielkich płatów w rejonie Rozkopaczewa, w bezpośrednim sąsiedztwie moren czołowych, oraz w rejonie Zezulina Niższego i Zezulina Pierwszego, na południu obszaru arkusza. Pierwotnie utwory te nie stanowiły odrębnego poziomu stratygraficznego (Liszkowski, 1979a). W południowej części obszaru arkusza są one najprawdopodobniej pozostałością po rozmywaniu wysoczyzny gliniastej, a w rejonie Rozkopaczewa – po glinach lodowcowych i morenach czołowych, również silnie zdenudowanych. Liszkowski (1979a) zaliczał omawiane osady do utworów stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego i interpretował jako:

[...] bruk erozyjny względnie rezydualny wietrzeniowy glin zwałowych bądź też silnie przemytą morenę ablacyjną. Wskazuje to na względnie dobre wysortowanie i dobre obtoczenie frakcji żwirowej i gładzikowej. Wielkość gładzików tylko sporadycznie przekracza średnicę 10–15 cm.

Piaski, żwiry, głązy, bloki i piaski pyłowe moren czołowych. W stropie profilu są to żwiry gliniaste, masywne (typu *ice contact*), stopniowo przechodzące w piaski średnio- i gruboziarniste, oraz żwiry, przemyte, żółte, z przewarstwieniami piasków gliniastych ze żwirami. Osady moren czołowych występują w dość zwartej strefie w środkowo-zachodniej części obszaru badań, między Wólką Zawieprzycką, Brzostówką, Rozkopaczewem i Kolechowicami. Budują one silnie zdenudowane rozległe powierzchnie. Osady o maksymalnej miąższości (3 m) udokumentowano w rejonie Wólki Zawieprzyckiej. W odsłonięciu w rejonie Kolechowic, w obrębie już wyeksploatowanej odkrywki, znaleziono nagromadzenie gładzików narzutowych o średnicy 1–3 m (są to największe głązy znane na badanym obszarze). Pozycja stratygraficzna eratyków jest niejasna ze względu na brak dokumentacji złożowej (eksploatacja w odkrywce była prowadzona nielegalnie – informacja ustna od geologa powiatowego), dlatego nie zdecydowano się zaznaczyć formy moreny czołowej w tym miejscu na mapie geologicznej.

Liszkowski (1979a) oznaczył omawiane osady jako piaski lodowcowe oraz rezidua osadów lodowcowych i wodnolodowcowych, sporadycznie jako kemy. Zauważał, że:

większe głazy występują jedynie w strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okolicy Brzostówki.

Ograniczone rozprzestrzenienie osadów lodowcowych jest wynikiem charakteru deglacjacji badanego obszaru oraz silnej denudacji i erozyjnego rozmycia osadów morenowych przez wody roztopowe, supraglacialne oraz rzeczne. Stąd też osady te w postaci bruku erozyjnego są często włożone w serie osadów wodnolodowcowych i rzeczno-peryglacialnych.

Pozycja stratygraficzna opisywanych form morenowych ze względu na znaczny stopień ich przekształcenia (degradacji) nie jest pewna. Najprawdopodobniej formy te stanowią ciąg moren czołowych fazy recesyjnej, który kontynuuje się na terenie arkusza Orzechów Nowy (Kucharska, 2021).

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne). Są to piaski drobno- i średnioziarniste, w których często znajdują się wkładki piasków gruboziarnistych, oraz drobne żwiry i pojedyncze głaziki. W osadach tych występuje warstwowanie – skośne (głównie przekątne) oraz równoległe. Wyniki pomiarów azymutów warstwowania i nachylenia warstw wskazują na transport materiału z kierunku północnego. Omawiane utwory często leżą pod przykryciem młodszych osadów piaszczysto-mułkowych o niewielkiej miąższości (0,5–1,0 m). Budują one trzon rozległej równiny akumulacyjnej położonej na zachód od doliny Tyśmienicy.

Osady o największej miąższości (ponad 20 m) udokumentowano w profilu otworu 45, gdzie leżą bezpośrednio na glinach lodowcowych zlodowacenia Sanu 2. Przeciętnie ich miąższość osiąga 10 m w rejonie Kaznowa (otw.1) i Brzostówki (otw. 22). Osady o najmniejszej miąższości znajdują się na południu terenu, w pobliżu Ludwina i Zezulina Pierwszego, gdzie występują na zwietrzelinie kredy piszącej i marglach mastrychtu górnego. Uległy one tutaj silnej redukcji, a ich miąższość wynosi 1,5–3,0 m.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Piaski i piaski ze żwirami rzeczne. Osady interglacjału mazowieckiego zostały przewiercone w otworach: 4, 8, 9, 10, 11, 13, 19, 20 i 21 (przekrój geologiczny A–B) oraz 43, 56, 58 i 80. Najpełniejszy i najlepiej udokumentowany profil osadów serii rzecznej występuje w rejonie Ostrowa Lubelskiego (otw. 9), gdzie Liszkowski (1979a) wydzielił utwory trzech cykli sedymentacyjnych (a, b, c). Strop pierwszego z nich (a) znajduje się na wysokości około 122 m n.p.m., drugiego

makrocyklu (b) – na wysokości około 140 m n.p.m. Poziom makrocyklu trzeciego (c) zaczyna się na wysokości od około 145 m n.p.m. i zamyka sedymentację osadów rzecznych interglacjału mazowieckiego. Na wschód od Głębokiego (przekrój geologiczny A–B) osady interglacjalne są reprezentowane tylko przez trzeci makrocykl.

Utwory poszczególnych makrocykli zostały bardzo dobrze opracowane na podstawie danych z otworów kartograficznych. Liszkowski (1979a) opisał je w następujący sposób:

Makrocykl pierwszy (a) tworzą piaski drobno- i średnioziarniste, szarżółte z pojedynczymi żwirkami o ϕ 0,3 cm w spągu oraz z domieszką frakcji pylastej, lekko wapniste. Zawartość frakcji pylastej dochodzi do 8,6%. Przykrywa ją warstwa piasków mułkowatych o zawartości frakcji pylastej do 26,5%. Wskaźniki obtoczenia ziarn kwarcu świadczą o ich rzeczonym pochodzeniu. Skład frakcji ciężkiej potwierdza ten wniosek. Obserwuje się w niej silną redukcję aż do całkowitego braku amfiboli i granatów, na korzyść niemal samych minerałów najbardziej odpornych na wietrzenie mechaniczne: cyrkonu – 42,7% (!) i staurolitu (15%). Wskaźniki uziarnienia dla serii piaszczystej wahają się w granicach: M_z od 1,72 do 1,86; σ_1 od 0,95 do 1,40; Sk_1 od 0,21 do 1,40; KG od 1,35 do 2,26, a więc są bardzo jednorodne. Zbliżone wartości posiadają wskaźniki uziarnienia serii mułkowej przykrywającej wyżej opisaną serię piaszczystą. Miąższość utworów cyklu pierwszego w otworze 9 wynosi niemal równo 10 metrów.

Makrocykl drugi (b) osadów interglacjalnych reprezentowany jest przez stosunkowo jednolitą serię piaszczystą. Budują ją przede wszystkim piaski średnio- i drobnoziarniste, w spągu z niewielką domieszką drobnego żwiru. We frakcji piaszczystej dominują ziarna o dwóch średnicach 0,5–0,25 mm i 0,25–0,1 mm, których zawartość w całej – ponad 16 m serii – zawiera się w granicach (kolejno): 38–52% i 24–34%. Wskaźniki uziarnienia kształtują się następująco: M_z od 1,16 do 2,16; σ_1 od 0,83 do 1,20; Sk_1 od 0,01 do 0,28; KG od 1,08 do 2,37. Wskaźniki obtoczenia ziarn kwarcu wykazują znamiona wyraźnej obróbki rzecznej (R_o od 0,28 do 0,59). Skład frakcji ciężkiej potwierdza rzeczną genezę osadów. Wskazuje na to silna redukcja minerałów nieodpornych na wietrzenie mechaniczne i chemiczne, tzn. amfiboli i granatów, przy jednoczesnym wzroście udziału minerałów wysoko odpornych na wietrzenie: cyrkonu (20–38%) i turmalinu (10–22%). Obserwuje się również wysoką zawartość tlenków. W otworze 10 [otw. 11] położonym na wschód od omawianego otworu 9 [otw. 9], obserwuje się wyraźny wzrost zawartości frakcji grubszych. Stwierdzono w nim występowanie ponad 8-metrowej, bardzo jednorodnej granulometrycznie serii piasków średnio- i gruboziarnistych, w których obok dominującej frakcji 0,5–0,25 mm (o zawartości 48–54%) występuje znaczna ilość frakcji 1,0–0,5 mm (zawartość do 25%). Wskaźniki uziarnienia zawarte są w wyjątkowo wąskich,

jak dla serii rzecznej przedziałach i wynoszą: M_z od 1,43 do 1,71; σ_1 od 0,8 do 1,21; Sk_1 od 0,12 do 0,33; KG od 1,32 do 1,79. Obtoczenie ziarn osadów tej serii, z wyjątkiem jej stropu, jest niemal doskonałe (Ro rzędu 0,1–0,2). Przytoczone cechy świadczą, iż mamy do czynienia z facją korytową rzeki interglacjalnej. Miąższość serii piaszczystej 2-go makrocyklu przekracza 16 m, a strop jej występuje na rzędnej 137,5 metrów.

Bezpośrednio na serii piaszczystej występuje limniczna warstwa mułków (otwór 9) [**otw. 9**], miejscami iłów (otwór 10) [**otw. 11**] o miąższości rzędu 0,8–2,2 m. Zawartość frakcji pylastej mułków kształtuje się w granicach 70–80%. Wartości wskaźników uziarnienia wynoszą: M_z od 5,69 do 5,79; σ_1 1,15–1,73; Sk_1 0,18–0,03; KG 1,46–0,93. W składzie frakcji ciężkiej obserwuje się w dalszym ciągu niemal zupełny brak amfiboli, przy zmniejszonej ilości granatów (około 20%). Interesujący jest wyraźny wzrost cyrkonu (od 20 do ponad 38%) i turmalinu (od 10 do 22%), świadczących o wpływie na skład tej frakcji bliskiego podłoża kredowego i trzeciorzędowego. Przytoczona powyżej sekwencja osadów rzecznych i jeziornych jest analogiczna do stwierdzonej w przekroju Sernik (Rzechowski, Gronkowska, 1964).

Makrocykl trzeci osadów interglacjalnych reprezentowany jest również przez piaski o przewadze średnioziarnistych z pojedynczymi drobnymi żwirkami, Uziarnienie tej serii jest zbliżone do utworów piaszczystych niższych makrocykli jednak o przewadze frakcji 0,5–0,25 mm (44–59%) nad frakcjami 0,25–0,1 mm (22–32%) i 0,5–1,0 mm (4–20%). Wartości wskaźników uziarnienia kształtują się następująco: M_z od 1,50 do 2,07; σ_1 od 0,90 do 1,43; Sk_1 od 0,01 do 0,59; KG od 1,09 do 2,75. Obtoczenie ziarn kwarcu wykazuje nieznaczne pogorszenie, posuwając się od spągu ku stropowi, ale osiąga jeszcze wartości Ro rzędu 0,3–0,4, świadczących o rzecznej ich genezie. Skład frakcji ciężkiej jest podobny do osadów niższych cykli sedimentacyjnych interglacjału. Podobnie wykształconą serię piaszczystą stwierdzono w otworach: 10 [**otw. 11**], 11 [**otw. 13**], 13 [**otw. 21**], położonych we wschodniej części arkusza, przy czym w otworze 13 [**otw. 21**] obserwuje się stopniowe przejście osadów typowo rzecznych w osady o charakterze mieszanym, tj. wykazującym cechy osadów rzeczno-peryglacjalnych, co zaznacza się m.in. we wzroście ku stropowi profilu ziarn słabiej obtoczonych.

Serię piaszczystą trzeciego makrocyklu interglacjalnego zamykają piaski drobnoziarniste mułkowate o miąższości rzędu 2 m, stanowiące prawdopodobnie fragment utworów facji powodziowej. Miąższość osadów trzeciego makrocyklu waha się od 6 m (otwór 9) [**otw. 9**] do 12 m (otwór 11) [**otw. 13**]. Strop osadów interglacjału mazowieckiego kształtuje się w północnej części arkusza na rzędnych 148–145 m n.p.m., a w środkowej części na rzędnych 145–150 m n.p.m.

Z analizy przekroju A–C [obecnie przekrój geologiczny A–B – M.K.] wynika, że facja korytowa rzeki interglacjalnej przesuwała się w czasie jego trwania w kierunku wschodnim. W tym kierunku

obserwuje się bowiem zmniejszenie miąższości serii, przy jednoczesnej redukcji liczby makrocykli sedymentacyjnych. Seria staje się coraz bardziej monotonna i jednorodna, zachowując jednocześnie wysoki stopień obróbki ziarn oraz zbliżony skład mineralny frakcji ciężkiej, której charakterystyczną cechą jest wyraźne zubożenie amfiboli i granatów na korzyść cyrkonu, turmalinu i staurolitu.

Piaski interglacjału zostały udokumentowane na wysokości około 160 m n.p.m. w odkrywcę znajdującej się na północny-zachód od Kolechowic-Folwarku. W tym rejonie osady te są wykształcone jako piaski drobno- i średnioziarniste, bardzo dobrze przemyte, warstwowane horyzontalnie, z przewarstwieniami mułków ilastych i z niewielkimi toczącami ilastymi. Z warstwy tej pobrano (na głęb. 9,0 m) próbkę do badań wieku bezwzględno metodą OSL i otrzymano datę 370 ± 110 ka (Palczewski, 2020).

Do osadów rzecznych interglacjału mazowieckiego zaliczono również ponad 40-metrową serię piaszczystą w otworze 58 (na wys. 115,5–161,9 m n.p.m.), w kopalnej dolinie Samocieczki. W pierwszym opracowaniu została ona zaklasyfikowana do osadów wodnolodowcowych stadiału dolnego oraz rzecznych interstadiału zlodowacenia południowopolskiego (Liszkowski, 1979a).

Utwory rzeczne interglacjału mazowieckiego w podobnej pozycji jak na obszarze badań zostały również udokumentowane w rejonie Sobianowic, na terenie arkusza Lublin SMGP (Butrym i in., 1982; Harasimiuk, Henkiel, 1982). Opisano je także na obszarze arkusza Parczew SMGP (Stochlak, 1979a, b).

Mułki i piaski jeziorne oraz torfy i gytie. Do osadów tych zaliczono mułki, piaski, torfy i gytie przewiercone w rejonie Jeziora Mytyczego w Rozkopaczewie (punkt dok. 2). Ich strop znajduje się na głębokości 9,2 m (159,8 m n.p.m.). Omawiane utwory leżą pod przykryciem piasków gruboziarnistych i średnioziarnistych, bardzo dobrze przemytych, a w spągu przechodzą w mułki szare, masywne, zwarte.

Profil na głębokości 12,0 m rozpoczynają mułki szare, z laminami czarnego humusu, które wyżej, na głębokości 11,3 m, przechodzą w gytie szaro-oliwkowe. Na głębokości powyżej 10,5 m są to torfy przechodzące w stropie w mułki torfiaste. Profil na poziomie powyżej 9,5 m zamykają piaski czarne, z przewarstwieniami mułków, co świadczy o stopniowej zmianie charakteru zbiornika i pojawieniu się okresowych przepływów.

Profil osadów interglacjału mazowieckiego został udokumentowany badaniami palinologicznymi próbek osadów pobranych w przedziale głębokości 10,4–11,4 m. Histogram pyłkowy rejestruje dwa stadia rozwoju sukcesji roślinnej interglacjału mazowieckiego – okres III grabowo-jodłowy (spektra pyłkowe na głębokości 10,4–11,4 m) oraz okres IV sukcesji mazowieckiej (holsztyńskiej)

(jedno spektrum pyłkowe na głębokości 10,4 m), podczas którego dominowały bory mieszane (sosnowo-brzozowe) z niewielkim udziałem świerka. Jednocześnie nastąpił wzrost udziału roślinności terenów otwartych w okresie IV (Granoszewski, 2023).

Zlodowacenia środkowopolskie

Osady zlodowaceń środkowopolskich na obszarze arkusza Ostrów Lubelski są reprezentowane przez utwory jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe) i rzeczno-peryglacjalne. Pierwotnie zaliczane do osadów tych zlodowaceń utwory lodowcowe, wodnolodowcowe i rezydualne (Liszkowski, 1979a) zostały obecnie uznane za starsze (ze zlodowaceń południowopolskich). Osady form kemowych, tarasów pseudokemowych czy moren martwego lodu zostały zaliczone do utworów młodszych (ze zlodowaceń północnopolskich).

W wyniku przeprowadzenia prac terenowych i analizy materiałów kameralnych oraz obrazu NMT dużej zmianie uległ zasięg poszczególnych osadów na obecnej mapie geologicznej, jak i ich klasyfikacja litologiczna. Przybliżony opis zmian pozycji stratygraficznej poszczególnych wydzielen zlodowaceń środkowopolskich przedstawia [tabela 3](#).

Iły, mułki i piaski rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe). Są to iły i mułki ilaste, słabo wapniste (zawartość CaCO_3 ok. 5%), z przewarstwieniami piasków. W osadach zaznacza się warstwowanie równoległe, niewykazujące jednak cech rytmiki warwowej. Granulometrycznie seria ta jest jednorodna, gdyż zawartość frakcji iłowej wynosi 50–60%. Skład mineralny frakcji ciężkiej (granaty – 40–43%, amfibole – 14–23%) wykazuje cechy przejściowe między osadami lodowcowymi a rzecznyymi (Liszkowski, 1979a). Osady te są znane z profili otworów (otw.: 4, 9, 10, 11, 13, 19, 20, 21 i 56) położonych głównie w północno-wschodniej części obszaru badań. Znalaziono je także na terenie arkusza Parczew (Stochlak, 1979a, b). Omawiane utwory były uznane przez Liszkowskiego (1979a) i Stochlaka (1979a) za przewodni poziom litostratygraficzny w rejonie. Ich sedimentacja następowała w rozległym rozlewisku (jeziorze) powstałym w miejscu równiny akumulacji rzecznej. Zbiornik ten ukształtował się na skutek tamowania odpływu wód płynących w kierunku północnym przez zbliżający się lądolód zlodowaceń środkowopolskich.

W Zawieprzycach-Kolonii (otw. 56), w stropie omawianej serii mułków, na wysokości 159,4 m n.p.m. występuje warstwa mułków piaszczystych z makroszczałkami roślinnymi oraz z 0,5-metrową warstwą sprasowanych torfów w stropie. Wyniki wstępnej analizy paleobotanicznej torfów wykazały we wszystkich badanych próbkach obecność mikrospor *Selaginella selaginoides* oraz pyłku: *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Artemisia*, *Compositae*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Helianthemum*, *Filipendula*, *Ericaceae*, *Thalictrum*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae* oraz *Sphagnum* (Liszkowski, 1979a).

ZMIANY WPROWADZONE W WYDZIELENIACH OSADÓW W ZAKTUALIZOWANYM OPRACOWANIU
ARKUSZA OSTRÓW LUBELSKI SMGP

Według Liszkowskiego (1979a, b)		Według M. Krawczyka		Przyczyny zmiany genezy i litologii osadów
Nazwa wydzielenia	Pozycja stratygraficzna	Nazwa wydzielenia	Pozycja stratygraficzna	
Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne)	Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne)	Zlodowacenie Sanu 2	Zmiana stratygrafii
Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne)	Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne)	Zlodowacenie Sanu 2	Zmiana stratygrafii
		Piaski i piaski ze żwirami rzeczno-peryglacjalne	Zlodowacenia środkowopolskie	Zmiana stratygrafii
		Piaski i mułki piaszczyste rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe)	Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły	Zmiana stratygrafii
Gliny zwałowe	Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego	Gliny zwałowe	Zlodowacenie Sanu 2	Zmiana stratygrafii
Piaski ze żwirami i głazami lodowcowe	Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski, żwiry i piaski pyłowate lodowcowe	Zlodowacenie Sanu 2	Zmiana stratygrafii
Piaski, piaski ze żwirami i głazami moren martwego lodu	Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego	Mułki (pyły) lessopodobne	Zlodowacenie Wisły	Brak osadów piaszczysto-żwirowych w rejonie
		Mułki (pyły) lessopodobne na glinach zwałowych	Zlodowacenie Wisły/ zlodowacenie Sanu 2	Osady piaszczysto-żwirowe pochodzą od glin lodowcowych
Piaski ze żwirami i żwiry wodnolodowcowe kemów	Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski, żwiry, głazy, bloki i piaski pyłowate moren czołowych	Zlodowacenie Sanu 2	Zmiana stratygrafii
Piaski, piaski ze żwirami i mułki tarasów kemowych (?)	Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski i piaski ze żwirami rzeczno-peryglacjalne	Zlodowacenia środkowopolskie	Zmiana stratygrafii
		Piaski i mułki piaszczyste rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe)	Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły	Zmiana stratygrafii
		Piaski, piaski ilaste i mułki rzeczno-peryglacjalne (w wałach)	Zlodowacenie Wisły	Zmiana stratygrafii
Rezydua piaszczysto-żwirowe osadów wodnolodowcowych i lodowcowych	Interstadiał pilicki zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski, żwiry i piaski pyłowate lodowcowe	Zlodowacenie Sanu 2	Brak takich osadów w słowniku do Instrukcji... z 2004 r. oraz zmiana stratygrafii
Piaski i mułki rzeczno-peryglacjalne	Stadiał mazowiecko-podlaski i stadiały młodsze zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski, mułki i ropy jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe)	Zlodowacenie Wisły	Zmiana stratygrafii
		Piaski i mułki piaszczyste rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe)	Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły	
		Piaski i piaski ze żwirami rzeczno-peryglacjalne	Zlodowacenia środkowopolskie	
Mułki i ropy rzeczno-peryglacjalne	Stadiał mazowiecko-podlaski i stadiały młodsze zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski, mułki i ropy jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe)	Zlodowacenie Wisły	Zmiana stratygrafii
		Piaski i mułki piaszczyste rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe)	Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły	
Piaski jeziorno-rozlewiskowe	Stadiał mazowiecko-podlaski i stadiały młodsze zlodowacenia środkowopolskiego	Piaski, mułki i ropy jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe)	Zlodowacenie Wisły	Zmiana stratygrafii
		Piaski i mułki piaszczyste rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe)	Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły	Zmiana stratygrafii

W przebadanych próbkach nie stwierdzono pyłku ciepłolubnych roślin liściastych (najprawdopodobniej nie przeprowadzono dalszych szczegółowych badań osadów). Według autora niniejszego opracowania najprawdopodobniej opisywane osady powstały w warunkach peryglacjalnych.

Piaski i piaski ze żwirami rzeczno-peryglacjalne. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, bardzo dobrze przemyte, żółte i jasnożółte. W piaskach często występują kilkucentymetrowe ławice piasków drobno-, średnio- i gruboziarnistych, a nawet drobnych żwirów. Zróżnicowanie frakcji tych utworów świadczy o zmiennym reżimie przepływu wód. Osady są warstwowane skośnie i równolegle. Liszkowski (1979a) pisał o tym co następuje:

Wyniki pomiarów azymutów warstwowania i ułożenia otoczków [wykonane w czasie prac kartograficznych – M.K.] wskazują na transport różnokierunkowy z słabo wyrażonym maksimum z sektora południowego. Wskazuje to na roztokowe rozwinięcie koryt powierzchniowych potoków akumulujących ten materiał.

Osady rzeczno-peryglacjalne lokalnie występują pod przykryciem młodszych utworów rozlewiskowych (zlodowacenia Wisły). Opisane powyżej utwory zostały zaliczone przez Liszkowskiego (1979a) do osadów wodnolodowcowych (górných) stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (tab. 3).

Na podstawie wyników prac terenowych i analizy obrazu NMT do omówionych utworów zaliczono również piaski, piaski ze żwirami i mułki niektórych form tarasów pseudokemowych (Liszkowski, 1979a) z rejonów Ostrowa Lubelskiego, Jeziora Uścimowskiego, Jeziora Krasnego i Jeziora Maśluchowskiego oraz w pobliżu Orzechowa-Kolonii w północno-wschodniej części obszaru arkuśza, a także osady niewielkiej formy znajdującej się na północny zachód od jeziora Dratów w sąsiedztwie Ludwina.

W północnej części terenu (przekrój geologiczny A–B) miąższość omawianych utworów osiąga 2–4 m (otw. 4 i 9), a ponad 15 m w otworach 19 i 20. Osady o największej miąższości, wynoszącej ponad 20 m, udokumentowano w rejonie jeziora Dratów (otw. 78).

W strefach dolin partie stropowe omawianych osadów zostały wyerodowane przez późniejsze procesy. W poziomach spągowych utwory te mogą płynnie przechodzić w osady rzeczne interglacjalnego mazowieckiego czy wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 2.

Zarówno pozycja stratygraficzna, jak i całkowity zasięg opisywanych utworów nie są do końca pewne. Według Harasimiuka i innych (2004) podczas odwadniania lądolodu zlodowacenia Warty (stadiału mazowiecko-podlaskiego) w dolinie Tyśmienicy funkcjonował trakt odpływu wód proglacjalnych, wzdłuż którego następowała akumulacja serii różnych osadów. Z analizy obrazu NMT

wynika, że utwory rzeczno-peryglacjalne stanowią niewątpliwie zapis procesu sedymentacji (młodszego) poziomu położonego niżej niż powierzchnie utworzone przez osady wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 2. Kierunki transportu ze słabo wyrażonymi maksimami z sektora południowego (Liszkowski, 1979a) sugerują również ekstraglacialny charakter tych osadów.

Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły

Omówione tutaj osady stanowią zapis procesu ciągłej sedymentacji w rozlewiskach powstałych podczas zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich. Zasięg zbiorników w tym czasie najprawdopodobniej ulegał ciągłym zmianom w zależności od panującego klimatu i ilości dopływającej na te tereny wody. W trakcie tych dwóch zlodowaceń oraz interglacjału eemskiego serie osadów były wielokrotnie przekształcane w wyniku różnych procesów geomorfologicznych. Na obecnym etapie badań nie można ocenić, jaka była skala tych przekształceń, zarówno w przypadku akumulacji, jak i również procesów erozji. Na podstawie wyników badań wieku bezwzględnego utworów metodą OSL założono, że partie stropowe opisywanych utworów pochodzą ze zlodowacenia Wisły, ale nie można jednoznacznie stwierdzić, czy mają one ten sam wiek na całym obszarze ich występowania. Z tego powodu przyjęto w niniejszym opracowaniu, że seria osadów rzeczno-jeziornych (rozlewiskowych) tworzyła się od zlodowaceń środkowopolskich do zlodowaceń północnopolskich.

Piaski i mułki piaszczyste rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe). Poza dolinami Tyśmienicy, Bobrówki i Wieprza oraz najwyżej położonymi terenami na zachodzie i południu występują one powszechnie na obszarze całego arkusza w postaci mniejszych bądź większych płątów. Są to osady piaszczyste, drobnoziarniste, z licznymi przewarstwieniami mułków piaszczystych i piasków pyłowatych, lokalnie piasków o większej średnicy ziaren. Taka sekwencja odróżnia omawiane utwory od dość jednorodnych starszych (ze zlodowaceń środkowopolskich) osadów piaszczysto-żwirowych o genezie rzeczno-peryglacjalnej. Liszkowski (1979a) zauważył, że utwory te wykazują:

[...] najczęściej warstwowanie równoległe, nieregularnie faliste. Jedynie w nielicznych przewarstwie- niach piasków średnio- i gruboziarnistych, niekiedy z pojedynczymi głazikami występuje warstwowa- nie skośne. Materiał piaszczysty wykazuje obróbkę bardziej rzeczną aniżeli wodnolodowcową. Podob- nie skład mineralny frakcji ciężkiej wskazuje także na rzeczną genezę osadów. Jednocześnie obecność licznych spękań i szczelin lodowych wskazuje na akumulację w warunkach klimatu zimnego.

Mięższość opisywanych utworów osiąga około 6 m, a miejscami 8–10 m. W rejonie Ludwina, na południu obszaru arkusza, występują one bezpośrednio na skałach starszego podłoża, gdzie ich mięższość zmniejsza się do 1,5–2,0 m.

Do omawianych osadów zaliczono również rzeczne piaski i piaski ze żwirami budujące spągowe partie osadów w dolinach Tyśmienicy, Wieprza i Bystrzycy, znane z otworów: 6, 7, 9 i 21. W dolinach tych rzek występują piaski średnio- i drobnoziarniste, kwarcowo-skaleniowe, przemyte, dobrze wysortowane, niereagujące z HCL, w stropie pyłowate (Liszkowski, (1979a). Zmiana litologii osadów ku stropowi i pojawiające się liczne przewarstwienia mułkowe i piaszczysto-mułkowe sugerują, że ich końcowa sedymentacja odbywała się już w zbiornikach wodnych (rozlewiskach) z okresowym przepływem.

Ze stropu opisanych utworów pobrano cztery próbki do datowań wieku bezwzględnego osadów metodą OSL (Palczewski, 2020). Wyniki pomiarów są następujące: w rejonie Kolechowic – $14,4 \pm 3,1$ ka (próbka z głęb. 1,1 m), w sąsiedztwie Rozkopaczewa – $12,6 \pm 1,8$ ka (próbka z głęb. 1,0 m), w pobliżu Uciekajki – $16,4 \pm 3,8$ ka (próbka z głęb. 1,2 m), a z rejonu Starego Uścimowa nad Jeziorem Maśluchowskim – $15,0 \pm 2,6$ ka (próbka z głęb. 1,2 m). Uzyskane daty wskazują, że sedymentacja omówionych osadów odbywała się w końcowej fazie zlodowacenia Wisły.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

W czasie zlodowaceń północnopolskich doszło do ostatecznego uformowania współczesnej morfologii obszaru arkusza Ostrów Lubelski. Utwory tego wieku reprezentują głównie osady rzeczno-peryglacjalne, rzeczne i jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe), a także utwory o genezie eolicznej. Zmiana w stratygrafii osadów całego regionu lubelskiego, badania terenowe i laboratoryjne, a zwłaszcza datowania wieku bezwzględnego osadów metodą OSL oraz analiza obrazu NMT, spowodowały znaczną korektę granic występowania utworów tego wieku na obszarze arkusza Ostrów Lubelski. Obecnie wykazano, że ich rozprzestrzenienie jest znacznie szersze od zasięgu proponowanego przez Liszkowskiego (1979a, b).

Piaski i mułki rzeczne i rzeczno-peryglacjalne tarasów nadzalewowych 8,0–15,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Bystrzycy). Ich zasięg wyznaczono na mapie geologicznej w nawiązaniu do przebiegu poziomego tarasowego zlodowaceń północnopolskich na terenie arkusza Lubartów SMGP (Łozińska-Stępień i in., 1985a, c) oraz na podstawie analizy obrazu NMT. Znajdują się one w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie tworzą cienkie listwy w strefie krawędziowej doliny Wieprza w rejonie Spiczyna i Kijan Kościelnych oraz u ujścia

do Wieprza doliny bezimiennego ciek w okolicy Zawieprzyc-Kolonii. Omawiane osady mają znacznie szerszy zasięg na terenach arkuszy Lubartów (Łozińska-Stępień i in., 1985a, c; Kucharska, Krawczyk, 2022) i Łęczna (Harasimiuk, Henkiel, 1980a, b; Krawczyk, Kucharska, 2022), gdzie ich pozycja została najlepiej udokumentowana. Taras budują osady piaszczyste, drobno- i średnioziarniste, w stropie wtórnie zapylone i zeolizowane, lokalnie z cienkimi przewarstwieniami mułków. W spągu osadów występuje bruk w postaci drobnych żwirów.

Mięszczość omówionych osadów stwierdzona na obszarze arkusza Ostrów Lubelski wynosi 1,5–2,0 m (Liszkowski, 1979a). Ich miąższość na terenie sąsiedniego arkusza Lubartów dochodzi do 5 m.

Mułki (pyły) lessopodobne występują w południowej części obszaru arkusza – po zachodniej stronie doliny Wieprza oraz między Kijanami Kościelnymi a jeziorem Dratów. Litologicznie są to mułki (pyły), mułki (pyły) piaszczyste, o barwie szarozółtej, żółtobrunatnej i żółtej; miejscami w ich obrębie znajdują się pojedyncze okruchy skał węglanowych i krystalicznych. Ich miąższość nie przekracza 2 m. Od podobnych pod względem wieku piasków, mułków i iłó jezioro-rzecznych (rozlewiskowych) omawiane osady różnią się genezą, gdyż ich sedimentacja zachodziła na obszarach lądowych, gdzie bardzo duży udział w procesach akumulacji miały czynniki eoliczne. Ich zasięg jest znacznie większy na terenie arkusza Łęczna, gdzie pokrywają duże powierzchnie zrównań denudacyjnych i stoki wyniesień zbudowanych ze skał kredowych, a ich miąższość może dochodzić do 5 m (Harasimiuk, Henkiel, 1980a, b; Krawczyk, Kucharska, 2022).

Piaski, mułki i ły jezioro-rzeczne (rozlewiskowe) są dość powszechne na obszarze całego arkusza Ostrów Lubelski – najczęściej na obrzeżach rozległych obniżen wypełnionych osadami organicznymi. Osady te nie występują jedynie na powierzchniach położonych najwyżej na terenie badań (na wysokości powyżej 170 m n.p.m.), zbudowanych z osadów lodowcowych i wodnolodowcowych.

Omawiane utwory budują najniższy plejstoceni poziom sedimentacji jezioro-rzecznej (rozlewiskowej). Ich miąższość jest niewielka i wynosi około 1–2 m. Są to piaski pyłowate, mułki oraz gliny mułkowate (pyłowate), które ku górze przechodzą w ły, względnie mułki ilaste. Liszkowski (1979a) pisał, że: „Zawartość frakcji piaskowej waha się od 48 do 66%, pyłowej od 24,6 do 39%, a ıłowej od 9,4 do 13%. Stropowe partie serii posiadają charakter utworów próchnicznych”.

Osady opisanej serii są masywne. Najprawdopodobniej warstwowanie zostało zaburzone w wyniku późniejszych procesów peryglacjalnych i glebowych. Ich barwa jest zmienna, od szarobiałej do zielonkawo-siwej. Seria tych utworów tworzy wyraźny zapis cyklu sedimentacyjnego. Sekwencję rozpoczynają piaski drobnoziarniste, a kończą mułki (pyły), miejscami gliny mułkowate (pyłowate) lub ły, wśród których mogą występować cienkie wkładki gytii (Liszkowski, 1979a).

Z omawianych osadów pobrano jedną próbkę do datowań metodą OSL (Palczewski, 2020) w rejonie Stoczka (na południowy wschód od Zawieprzyc, w pobliżu doliny Wieprza). Otrzymany wynik $15,0 \pm 2,5$ ka (próbka z głęb. 1,2 m) wskazuje, że sedymentacja osadów rozlewiskowych odbywała się w schyłkowej fazie stadiału górnego (głównego) zlodowacenia Wisły.

Piaski, piaski ilaste, mułki rzeczno-peryglacjalne (w wałach). Ich występowanie jest związane z bardzo charakterystycznymi, wydłużonymi i krętymi formami wałowymi (*sinuous ridges*) doskonale wyróżniającymi się na obrazie NMT. W obrębie obszaru arkusza formy te układają się w kierunku z południa na północ. Wysokość wałów dochodzi do kilku metrów, a ich szerokość wynosi około 200–400 m, miejscami ponad 500 m.

Mięszkość osadów jest trudna do oszacowania; na ogół nie przekracza kilku metrów (średnio 2–4 m). Wspomniane utwory są zróżnicowane litologicznie, ale można zaobserwować w nich podobną sekwencję sedymentacyjną. W spągu znajdują się piaski średnio- i drobnoziarniste, bardzo dobrze przemyte, które stopniowo przechodzą w piaski przemyte z przewarstwieniami piasków ilastych, a następnie – w piaski ilaste. Zapis cyklu sedymentacyjnego zamyka około 0,5-metrowa seria piasków pyłowatych i mułków (pyłów). W szczytowych partiach form występujących na północy terenu badań zamiast piasków ilastych w stropie omawianej serii kontynuują się piaski przemyte i lekko pyłowate.

Liszkowski (1979a) oznaczył większość opisywanych form jako tarasy pseudokemowe. Opisał on ich genezę i litologię w następujący sposób:

Osady tej serii tworzą, znane z kilku regionów arkusza wydłużone wały, wyraźnie wyróżniające się w morfologii. Osiągają one wysokości względne przekraczające miejscami 5 metrów [...]. W dotychczasowych kartograficznych opracowaniach geomorfologicznych,znaczono ją [tę serię – M.K.] jako wały akumulacji wodnolodowcowej typu ozów i kemów, ze stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Budują ją na przemian warstwy piasków drobno- i średnioziarnistych, pylastych, pyłów i pyłów piaszczystych. Osady te wykazują warstwowanie poziome, miejscami – szczególnie w stropie – słabo widoczne z licznymi poziomami wytrąceń żelazistych. Na powierzchni tej formy, jak również w jej stropowych partiach, nie zaobserwowano wzbogacenia osadów w gładziki skał północnych czy materiał grubookruchowy. Wzbogacenie w taki materiał stwierdza się natomiast u podnóża tych form. Fakt ten wraz z punktowymi obserwacjami występowania na stokach tych form uskoków z osiadania materiału wskazuje na ich akumulację na powierzchni stagnującego względnie martwego lodu. Byłby to więc kem. Przeciwno takiej genezie przemawia przede wszystkim fakt, że materiał budujący tę formę posiada cechy osadu rzeczno-ekstraglacjalnych i był transportowany z południa, a więc w kierunku do czoła lądolodu. Z tego względu utwory te zinterpretowano

jako osady rzeczno-peryglacjalne (ściślej rzeczno-ekstraglacjalne), a formy z nich zbudowane – jako wały pseudokemowe.

Na podstawie wyników obserwacji terenowych oraz datowań wieku bezwzględnego metodą OSL wykluczono możliwość ich sedymentacji w obrębie „żywego” lodu, co sugerował m.in. Liszkowski (1979a). Utwory tych form mogły być osadzone przez wody ekstraglacjalne płynące w kierunku północnym z obszaru Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Sedymentacja odbywała się w korytach wypreparowanych w wiecznej zmarzlinie i lodzie zamarzniętych rozlewisk, których powierzchnie były nachylone lekko ku północy. Podobny mechanizm tworzenia się tego typu form na lodzie za stoiskowym opisał Maruszczak (1974), który określił je „osobliwą odmianą form typu kemowego”.

W wielu rejonach w podłożu form wałowych zostały udokumentowane głęboko wcięte doliny (nawet na głęb. ponad 100 m), wypełnione plejstocénskimi osadami o różnej genezie, m.in. na obszarach sąsiednich arkuszy SMGP – Orzechów Nowy (Kucharska, 2021) czy Łęczna (Krawczyk, Kucharska, 2022). Na badanym obszarze takie doliny występują w rejonie Kolechowic, Serbii i Ludwina, co potwierdziły wyniki badań geofizycznych metodą tomografii elektrooporowej (ERT) (Pacanowski i in., 2021), wykonanych już po zakończeniu prac na potrzeby niniejszego opracowania. Dodatkowo profil utworów doliny tego typu został opisany w rejonie Jeziora Mytyczego (otw. 48). Jak sugeruje Kucharska (2021), doliny o starszym założeniu wyznaczały kierunki przepływu wód (rzek) w różnych okresach geologicznych. Koryta były wypełniane coraz młodszymi utworami, wcinającymi się w osady starsze. Obecność głębokich rozcięć erozyjnych potwierdzają także analizy profili zlokalizowanych w obrębie form wałowych, m.in. na terenie arkusza Łęczna (Harasimiuk, Henkiel, 1980a, b; Harasimiuk, Henkiel, 1981; Krawczyk, Kucharska, 2022; Kucharska i in., 2023). Sedymentacja najmłodszych utworów nastąpiła w czasie zlodowaceń północnopolskich, o czym może świadczyć wynik badań metodą OSL wieku bezwzględnego próbki pobranej z górnych partii osadów (na głęb. 1,2 m) w rejonie Rozkopaczewa – $13,5 \pm 2,2$ ka (Palczewski, 2020). Podobne wyniki datowań uzyskano także na obszarze sąsiedniego arkusza Orzechów Nowy dzięki badaniom metodą OSL osadów wałów piaszczystych (Kucharska, 2021). Wiek utworów z wału w Suminie wynosi $13,8 \pm 2,7$ ka. Na chwilę obecną nie można jednak jednoznacznie określić wieku i genezy powstania form wałowych (*sinuous ridges*) na badanym terenie. W opracowaniu przyjęto jedynie założenie, że osady występujące w szczytowych partiach form uległy sedymentacji w trakcie zlodowacenia Wisły.

Podobne kręte formy wałowe (*sinuous ridges*), były opisywane w literaturze światowej jako odwrócone strumienie (kanały) rzeczne (*inverted fluvial channels*), związane z sedymentacją fluwialną. Występują one w m.in.: USA, Omanie czy Chile, są także porównywane z analogicznymi

formami znalezionymi na Marsie (Stokes, 1961; Harris, 1980; Maizels, 1987; Williams i in., 2009; Jacobsen, Burr, 2017; Hayden i in., 2019).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gytie nie zostały rozpoznane na powierzchni obszaru arkusza. Utwory te występują w dnice większości jezior oraz w spągu torfowisk przejściowych, zbiorowisk mszaro-turzycowych. Są to gytie ilaste, niekiedy glonowe, sporadycznie gytie wapienne. Osady o największej miąższości udokumentowano w Jeziorze Krasnym – (10,2 m) i w Jeziorze Uścimowskim (ok. 11 m). W obrębie torfowisk są one bardziej zróżnicowane. Znacznie częściej występują gytie wapienne, miejscami z wkładkami oraz soczewkami szczątków mięczaków wodnych. Liszkowski (1979a) stwierdził, że ich akumulacja trwała przez cały holocen, a w jeziorach trwa do chwili obecnej. Wyniki prowadzonych na terenie arkusza Orzechów Nowy badań torfowiska Durne Bagno i osadów otoczenia Jeziora Karaśnego wykazały, że sedymentacja gytii rozpoczęła się już u schyłku zlodowacenia Wisły (w starszym dryasie) i trwała do środkowego holocenu (Bałaga, 2007 a, b; Bałaga i in., 2002, 2006).

Piaski eoliczne są powszechne na obszarze całego arkusza i zajmują niewielkie powierzchnie w pobliżu wydm i na powierzchni osadów wodnolodowcowych oraz rzeczno-peryglacjalnych, gdzie ze względu na niewielką miąższość nie zostały zaznaczone na mapie geologicznej. Często są one pozostałością po zdegradowanych wydmach, które na skutek erozji (najczęściej przez częściowe rozmycie) zatraciły już swój pierwotny kształt, tak jak w przypadku osadów w rejonie Nowego Uścimowa czy w zakolu Kanału Wieprza-Krzny, przy wschodniej granicy terenu arkusza. Inną przyczyną degradacji form wydmowych jest działalność człowieka, czego przykładem są osady eoliczne na zachód od Ostrowa Lubelskiego, gdzie wydma została prawie całkowicie wyeksploatowana.

Na osady eoliczne składają się piaski drobnoziarniste, zapyłone oraz piaski średnioziarniste, dobrze wysortowane. Ich miąższość jest niewielka, rzędu 0,5–1,5 m. Od piasków eolicznych w wydmach te osady różnią się znacznie gorszym wysortowaniem, większą zawartością frakcji pyłowej oraz typem warstwowania (dominuje warstwowanie równoległe).

Wiek omawianych utworów nie jest bliżej określony. Najprawdopodobniej ich sedymentacja zachodziła w schyłkowej fazie zlodowaceń północnopolskich, a niewykluczone, że częściowo mogą one pochodzić z holocenu (Liszkowski, 1979a), a także ze zlodowaceń środkowopolskich. Z piasków w rejonie Uścimowa-Kolonii pobrano próbkę (na głęb. 1,2 m) do badań wieku bezwzględnego metodą OSL i uzyskano wynik $12,5 \pm 2,0$ ka (Palczewski, 2020).

Piaski eoliczne w wydmach. Wydmy występują na obszarze całego arkusza i tworzą dwie wyraźne strefy. Najlepiej rozwinięte formy znajdują się na powierzchniach zbudowanych

z osadów wodnolodowcowych i rzeczno-peryglacjalnych. Wydmy występują również na utworach rzeczno-jeziornych (rozlewiskowych), gdzie często ulegają rozmyciu i tracą swoje pierwotne kształty.

Liszkowski (1979a) pisał na temat osadów wydmych:

Piaski wydmyowe należą najczęściej do drobno- i średnioziarnistych. Zawartość frakcji pyłastej z reguły nie przekracza wartości 1–2%. Wykazują one bardzo dobre wysortowanie i wyraźniejsze zmatowienie powierzchni ziaren. Piaski te uformowane są najczęściej w podłużne wały wydmyowe, rzadziej wydmy paraboliczne, względnie formy przejściowe pomiędzy tymi dwoma typami morfologicznymi. Zostały one utworzone przez wiatry z sektora zachodniego. Średni azymut nawiewania piasków wydmych waha się w stosunkowo wąskim przedziale 275–285°.

W stropie opisanych utworów miejscami występuje warstwa osadów pyłowatych o niewielkiej miąższości. Może to wskazywać na lokalne i krótkotrwałe pokrycie omówionych form wodami rozlewisk.

Początki tworzenia wydmy sięgają schyłku plejstocenu (Liszkowski, 1979a, Łozińska-Stępień i in., 1985a, c). Liczne ślady rozmyć erozyjnych i pokrycie niektórych form cienką warstwą osadów mułkowatych rozlewisk świadczą o tym, że faza wydmyotwórcza została zapoczątkowana jeszcze przed maksymalnym zalaniem tego obszaru wodami i sedymentacją osadów rzecznych-jeziorno (rozlewiskowych) w czasie zlodowacenia Wisły. Rozwój form najprawdopodobniej trwał przez cały holocen, a nawet do chwili obecnej, o czym mogą świadczyć spotykane na niewielkiej głębokości (0,5–1,0 m) słabo wykształcone poziomy glebowe (nieprzebadane).

Gliny, gliny piaszczyste, piaski i żwiry deluwialne są powszechne na obszarze całego arkusza. Wypełniają one niewielkie zagłębienia i rozcięcia erozyjne o różnej genezie. W zależności od osadów, w których powstały obniżenia, są to gliny, gliny piaszczyste oraz piaski pyłowate, często z domieszkami substancji organicznej. Utwory te nie są jednorodne, a na ich profil składają się warstwy o różnej granulacji i o niewielkiej miąższości. W stropowych partiach opisane osady zawierają liczne poziomy wytrąceń żelazistych. Udokumentowana na obszarze badań miąższość utworów nie przekracza 2 m.

c. Holocen

Liszkowski (1979a) scharakteryzował holocenijskie procesy akumulacji na terenie badań w następujący sposób:

Charakterystyczną cechą sedymentacji holocenijskiej na obszarze objętym arkuszem Ostrów Lubelski jest ogromne nasilenie akumulacji biogenicznej, ściślej: organicznej. Objęła ona zarówno obszary

dolin rzecznych (za wyjątkiem doliny Wieprza) jak i liczne zagłębienia pochodzenia wytopiskowego, krasowego, krasowo-wietrzeniowego itp. obszarów wododziałowych. Holocenijskie osady terygeniczne, choć powszechne, ukryte są najczęściej całkowicie pod transgresywnie rozwiniętą pokrywą osadów organicznych.

Iły i mułki jeziorne zostały rozpoznane jedynie w rejonie Zezulina Niższego, Krzczenia i Nowego Uścimowa. Są to ły, mułki ilaste i mułki masywne, które w spągu przechodzą w mułki piaszczyste i piaski gliniaste, szare, szaroniebieskie i szarobeżowe. Omawiana seria zawiera słabo rozłożone szczątki i makroszczątki flory oraz sporadycznie okruchy skorupki fauny. Udokumentowana miąższość utworów wynosi 2,5–2,6 m. Ich rozprzestrzenienie najprawdopodobniej może być znaczne większe, bo najczęściej występują one pod przykryciem osadów organogenicznych.

Czas tworzenia się opisanych powyżej utworów jest bliżej niesprecyzowany, podobnie jak w przypadku piasków humusowych, mułków i łów rzecznych i przypada on głównie na cały holocen. Początki akumulacji osadów jeziornych sięgają schyłku plejstocenu, a być może nawet ostatniego okresu zimnego (złodowacenia Wisły) (Liszkowski, 1979a).

Piaski humusowe, mułki i ły rzeczne występują w strefach brzegowych doliny Piskornicy, w północno-zachodniej części obszaru arkusza, oraz w dolinach: Tyśmienicy (w rejonie Jeziora Głębokiego), Bobrówki i Bobryka w północno-wschodniej części terenu i Samocieczki na południu.

Są to osady piaszczysto-mułkowe, w których znajdują się cienkie przewarstwienia łów i mułków ilastych, lokalnie przewarstwienia namułów organicznych oraz piasków drobnoziarnistych, przemytych. Liszkowski (1979a) pisał o nich, co następuje:

W rzadkich przypadkach, gdy osady te spoczywają na krańcowo odmiennych typach genetycznych utworów czwartorzędowych, można było bliżej określić ich miąższość. Waha się ona w szerokich granicach, od 0,4–0,5 metra do kilku metrów.

Wiek tych utworów, tak jak i omówionych powyżej osadów jeziornych, jest niesprecyzowany i może obejmować przedział czasowy od schyłku plejstocenu, bądź od ostatniego okresu zimnego, przez cały holocen (Liszkowski, 1979a).

Piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Bystrzycy). Osady te występują w południowo-zachodniej części obszaru badań w dolinie Wieprza i Bystrzycy, gdzie budują wyższy taras zalewowy, którego zasięg wyznaczono na podstawie analizy morfologii terenu przy użyciu NMT. Omawiany poziom odpowiada

pierwotnie wyznaczonemu przez Liszkowskiego (1979a, b) tarasowi na wysokości 2,5–4,0 m n.p. rzeki. Formę tę tworzą udokumentowane i opisane przez Liszkowskiego (1979a):

[...] gliny piaszczyste i gliny pylaste (mady), występujące bezpośrednio na powierzchni tarasu oraz piaski drobnoziarniste, piaski pylaste i ilaste, budujące niższe poziomy omawianej serii. Omawiane dwa typy litologiczne utworów powodziowych częstokroć przenikają się wzajemnie. Jednakże odwrócenia tego pionowego następstwa nie obserwowano, za wyjątkiem stref przykorytowych, gdzie niekiedy stwierdza się obecność piasków współczesnych odsypów i wałów brzegowych na madach tarasów zalewowych wyższych. W obrębie dolnej, piaszczystej podserii utworów facji powodziowej tarasów zalewowych wyższych Wieprza występuje na głębokości 1,5–2,5 m względnie stały poziom namulów i torfów o miąższości 0,3–0,65 metrów. Całkowita miąższość holocenijskiej serii powodziowej w dolinie Wieprza i Bystrzycy nie jest znana, z powodu niemożności megaskopowego rozdzielenia dolnej, piaszczystej podserii tych utworów od niżej występujących plejstoceńskich i holocenijskich osadów piaszczystych facji korytovej. Jej miąższość oceniono na około 3,5–5,0 metrów.

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,5 m n.p. rzeki (Wieprza i Bystrzycy). Podobnie jak osady wyższego tarasu zalewowego, występują one w dolinie Wieprza i Bystrzycy i tworzą piaszczyste wały brzegowe na wewnętrznych stronach łuków meandrów. Są to piaski średnio- i drobnoziarniste, dobrze wysortowane, miejscami lekko próchnicze. W piaskach występują przewarstwienia namulów, miejscami także glin i ilów typu mady. Piaski wkraczają lokalnie na równinę zalewową (Liszkowski, 1979a).

Piaski humusowe, mułki i żwiry zagłębień okresowo przepływowych i starorzeczy mimo nieco odmiennej genezy (mechanizmów je tworzących) zostały połączone w jedno wydzielenie ze względu na ich podobną litologię i niewielki zasięg na obszarze badań. Utwory te pierwotnie przez Liszkowskiego (1979a) nie były wydzielone w obrębie wysoczyzn, a w dolinie Wieprza oznaczono je jako namuły trofiaste. Na obrazie NMT w morfologii wyższego tarasu zalewowego Wieprza i Bystrzycy wyraźnie zaznaczają się zagłębienia po starorzeczach, natomiast w obrębie wysoczyzn występuje wiele dolinek wypełnionych osadami o niewielkiej miąższości (zapewne różnego wieku), co skłoniło autora do wprowadzenia omawianego wydzielenia. W obu opisanych wypadkach osady te tworzą piaski o różnej granulacji, z domieszką żwirów i mułków oraz substancji organicznej, źle wysortowane, z przewarstwieniami utworów organiczno-mineralnych. Starorzecza występują jedynie w dolinie Wieprza i Bystrzycy, a w ich obrębie zaznacza się znacznie większy udział osadów organicznych niż na wysoczyznach. Miąższość osadów jest niewielka: w starorzeczach nie przekracza 3 m, a na wysoczyznach – 1,5 m.

Piaski i mułki stożków napływowych. Niewielkie formy spotyka się w dolinie Wieprza i Bystrzycy. Zbudowane są one z niejednorodnej serii utworów, głównie piasków drobnoziarnistych i pyłowatych oraz mułków piaszczystych, mniej lub bardziej próchnicznych. W utworach stożków znajdują się także przewarstwienia piasków ze żwirkami, glin piaszczystych, a także osadów organicznych. Obecność w opisanych utworach domieszek antropogenicznych (gruzu ceglanego, szczątków ceramiki) wskazuje często na ich bardzo młody wiek, którego dolna granica może sięgać schyłku plejstocenu (Liszkowski, 1979a).

Piaski humusowe jeziorno-rzeczne przez Liszkowskiego (1979a) zostały oznaczone jako namuły torfiaste. Występują one powszechnie w obrębie obszaru całego arkusza, na obrzeżach równin torfowych, oraz w płytszych obniżeniach, gdzie nie rozwinęły się procesy torfowe, a w procesie sedymentacji dominowała dostawa materiału klastycznego i mineralnego. Liszkowski (1979a) do omawianych osadów zaliczył:

[...] różnego typu (granulometrycznego) osady terygeniczne zawierające powyżej 5% a poniżej 30% substancji organicznej bez względu na jej stopień rozłożenia. W przypadku braku danych laboratoryjnych posłużono się przy ich wydzieleniu megaskopową oceną zawartości składników terygenicznych.

Torfy przejściowe łącznie z poniżej opisanymi torfami niskimi zajmują ponad 30% ogólnej powierzchni terenu i stanowią pod względem genetycznym najbardziej rozpowszechniony typ osadów holoceniowych. Liszkowski (1979a) wyróżnił wśród nich torfy facji bagiennej zagłębień bezodpływowych o różnej genezie i podał taką ich charakterystykę:

Tworzą je najczęściej zespoły mszysto-turzycowe z klas *Scheuchzeria-Caricetea fuscae*: turzycy obłej, nitkowatej, bagiennej i pospolitej oraz mchów (torfowce *Sphagnum* oraz *Drepanocladus*, *Aulacomnium* i inne). Miąższość torfów przejściowych waha się na badanym obszarze od 0,3 do 3,0 metrów.

Torfowiska przejściowe występują powszechnie na całym obszarze arkusza i tworzą największe skupiska, m.in. w rejonie Kolechowic oraz Jeziora Uścimowskiego. Występują one również w rozległej strefie trójkąta utworzonego przez Zawieprzycę-Kolonie, Jezioro Mytycze i jezioro Dratów. W wielu miejscach torfy są już wyeksploatowane, a miejsca po wyrobiskach zamieniono na zbiorniki retencyjne, zwłaszcza w dolinie Tyśmienicy i Piwonii Południowej.

Torfy niskie należą według Liszkowskiego (1979a) przede wszystkim do facji bagiennej dolin rzecznych. Na omawianym terenie występują torfy układów szuwarowych, turzycowiskowych, mechowiskowych i olsowych. Tworzą one zwarte kompleksy torfowe w dolinie Tyśmienicy i przyległych mniejszych dolinkach, a także w dolinach Bobrówki, Piwonii Południowej oraz Wieprza.

Największe powierzchnie zajmują torfy mechowiskowe, do których zaliczają się: turzycowe z *Carex lasiocarpa*, turzycowo-mszyste i mszyste zespołów m.in. *Saliceto-Franguletum* czy *Caricetum appropinquatae*. W rejonie Ostrowa Lubelskiego i Kolechowic ich miąższość wynosi do 6,5 m. Torfowiska pozostałych układów występują znacznie rzadziej.

W zagłębieniach bezodpływowych powstają głównie torfy niskie układu mechowiskowego. Tworzą je najczęściej zespoły turzycowo-mszyste i mszyste. Ich miąższość osiąga 0,3–6,5 m (Liszkowski, 1979a).

Podobnie jak torfy przejściowe, torfy niskie są w wielu miejscach już wyeksploatowane, a w dawnych odkrywkach założono stawy, zwłaszcza w dolinie Tyśmienicy. Najbardziej reprezentatywne profile torfowisk, dające możliwość prześledzenia sukcesji zespołów roślinnych, zostały przedstawione przez Liszkowskiego (1979a).

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Ostrów Lubelski leży w peryferyjnej południowo-wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. W jej obrębie, w omawianym rejonie, już przed dewonem, w trakcie orogenezy kaledońskiej, zaznaczyły się obszary podniesione i obniżone, oddzielone od siebie strefami głębokich nieciągłości tektonicznych, m.in. uskokiem Hanny o orientacji SW–NE i uskokiem Kocka o kierunku NW–SE. Strefy te mają najprawdopodobniej założenia proterozoiczne (Żelichowski, 1972). Omawiane bloki, powstałe w wyniku ruchów skorupy ziemskiej, różnią się od siebie głębokością zalegania podłoża krystalicznego. W planie podpermsko-mezozoicznym (waryscyjskim) obszar jest położony w obrębie basenu lubelskiego (Narkiewicz i in., 2015), na styku trzech mniejszych paleozoicznych jednostek tektonicznych. Na południowym zachodzie znajduje się rów lubelski (rów mazowiecko-lubelski), ograniczony od północnego wschodu najbardziej charakterystyczną jednostką tektoniczną na obszarze arkusza – strefą uskokową Kocka (zrębem Kocka, uskokiem Kocka), która rozciąga się na linii Brzostówka–Jezioro Mytycze–jezioro Dratów. Na północny wschód od tej strefy znajduje się elewacja hrubieszowska (Narkiewicz, Dadlez, 2008 – fig. 5). Według Żelichowskiego (1984) elewacja hrubieszowska dzieli się na kilka mniejszych jednostek (bloków). W północnej części obszaru arkusza znajduje się zrąb łukowski (zrąb Łukowa), który od zapadliska włodawskiego, znajdującego się na południowym wschodzie terenu (fig. 6), oddziela strefa dyslokacyjna Hanny (strefa uskokowa Hanny, uskok Hanny). W obrębie jednostek podkenozoicznych obszar arkusza jest położony w synklinorium kościerzyńsko-puławskim, w segmencie puławskim (Żelaźniewicz i in., 2011). Złożoność budowy geologicznej oraz tektoniki basenu lubelskiego w świetle różnych poglądów w ujęciu graficznym (fig. 7) przedstawił Tomaszczyk (2015).

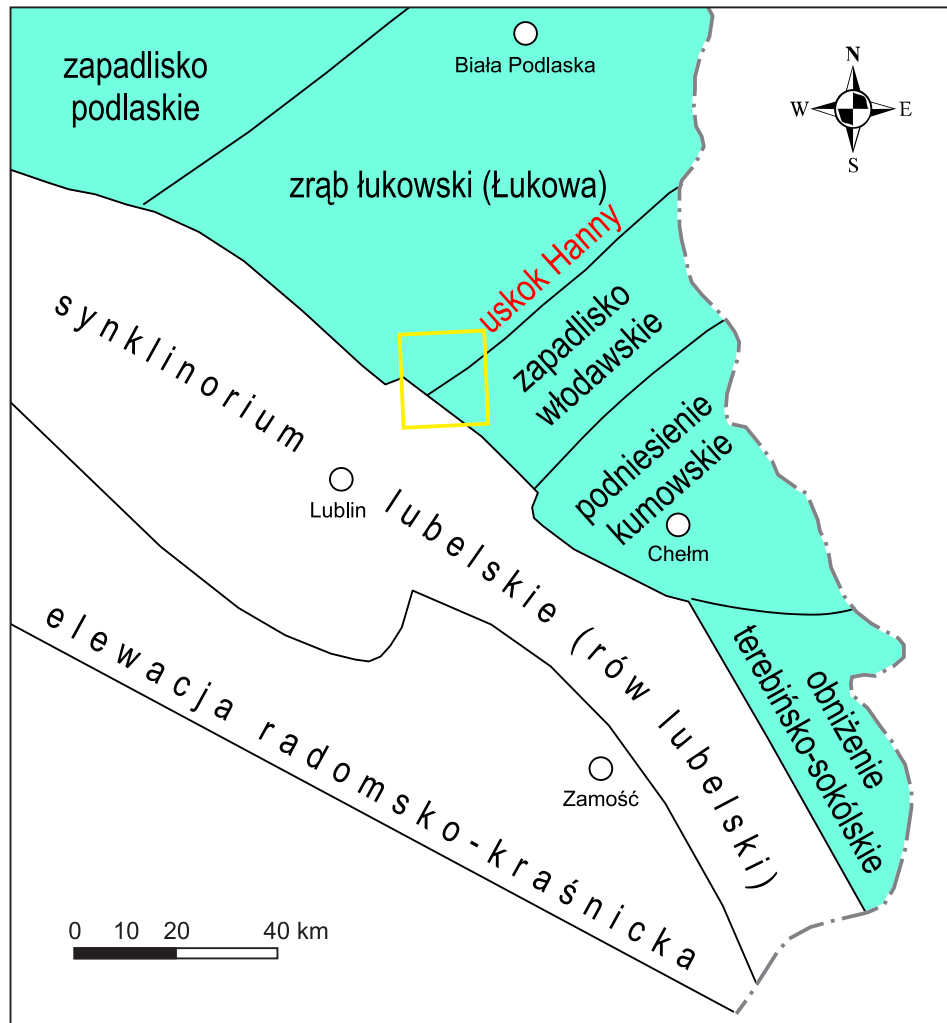


Fig. 5. Obszar arkusza Ostrów Lubelski (żółta ramka) na tle geologicznego podziału regionalnego Polski w planie podpermsko-mezozoicznym – waryscyjskim (wg Narkiewicza, Dadleza, 2008; zmienione)

1 – uskoki pewne, 2 – uskoki przypuszczalne, 3 – granica Polski, 4 – zasięg osadów karbonu przedpola orogenu waryscyjskiego, 5 – brzeżne nasunięcie karpackie, SUK – strefa uskokuwa Kocka, UUK – uskoc Ursynowa–Kazimierza, UJZ – uskoc Izbicy–Zamościa, UKL – uskoc Krakowa–Lublińca

Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski występują utwory należące do trzech pięter tektonicznych: kaledońskiego, hercyńskiego (waryscyjskiego) i alpejskiego. Osady piętra kaledońskiego nie tworzą własnych (rozpoznanych) struktur tektonicznych (Liszkowski, 1979a). Osady piętra waryscyjskiego i alpejskiego są rozdzielone niezgodnościami erozyjnymi o regionalnym, względnie ponadregionalnym, zasięgu. Główny zarys tektoniczny obszaru ukształtował się w orogenezie hercyńskiej (waryscyjskiej) w czasie dwóch faz – bretońskiej i asturyjskiej.

W czasie fazy bretońskiej (we franie) rozpoczęły się synorogeniczne ruchy wznoszące typu epejrogenicznego, których maksimum przypadło na schyłek famenu i na turnej. W ich fazie końcowej nastąpiły bardzo silne ruchy blokowe, w wyniku czego powstały zasadnicze ramy strukturalne podłoża przedalpejskiego badanego obszaru (Żelichowski, 1972). W tym czasie utworzyła się sieć komplementarnych podłużnych i poprzecznych dyslokacji, będących uskokami normalnymi.



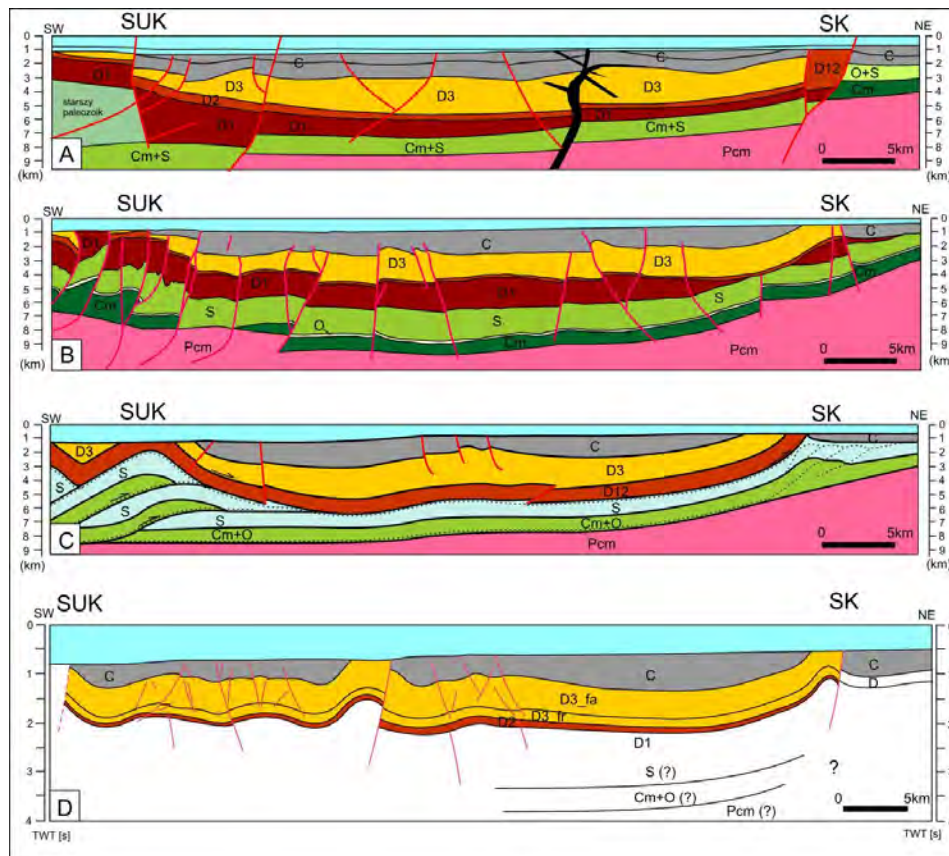
1 —————

Fig. 6. Obszar arkusza Ostrów Lubelski (żółta ramka) na tle podziału elewacji hrubieszowskiej (wg Żelichowskiego, 1984; zmienione)

1 – granice jednostek tektonicznych; pozostałe objaśnienia jak na figurze 5

Zrzuty mogły dochodzić nawet do 1200–1600 m. Dyslokacje miały charakter stref złożonych z co najmniej kilku równoległych, blisko siebie położonych, synchronicznych i nieciągłych makrostruktur tektonicznych o co najmniej subregionalnym zasięgu. W obrębie badanego obszaru należą do nich strefa dyslokacyjna Kocka (zrąb Kocka), oddzielająca wyniesiony obszar platformy od jego przedpola – rowu lubelskiego, oraz strefa dyslokacyjna Hanny, która oddziela zrąb łukowski od zapadliska włodawskiego (fig. 8).

Wyniesiony zrąb łukowski podlegał silnej denudacji, co doprowadziło do usunięcia z jego powierzchni utworów dewonu, syluru, ordowiku i częściowo kambru. W czasie fazy bretońskiej ruchy górotwórcze zaznaczyły się słabo, bo jedynie w postaci szeregu wielkopromiennych fałdów. Ostatnim etapem wspomnianej fazy była silna finalna działalność magmowa, głównie wulkaniczna,



1 ——— 2 - - - - 3 ·······

Fig. 7. Różne koncepcje budowy geologicznej osiowej części basenu lubelskiego (wg Tomaszczyka, 2015; uproszczone)
 A – według Żelichowskiego (1983b), B – według Pożaryskiego i Tomczyka (1993),
 C – według Antonowicza i innych (2003), D – według Narkiewicza i innych (2007),

1 – uskoki pewne, 2 – uskoki przypuszczalne, 3 – nasunięcia; SUK – strefa uskokowa Ursynów–Kazimierz, SK – strefa uskokowa Kocka (znajdująca się w obrębie obszaru arkusza Ostrów Lubelski); C – karbon, D – dewon, D3 – dewon górny, D3_fa – famen, D3_fr – fran, D2 – dewon środkowy, D1 – dewon dolny, S – sylur, O – ordowik, Cm – kambryj, Pcm – prekambryj

w której efekcie powstały tufy i tufity występujące w spągu osadów karbońskich. Zostały one opisane na obszarach sąsiednich arkuszy: Lublin (Butrym i in. 1982, Harasiumiuk, Henkiel, 1982), Leszko- wice (Łozińska-Stępień i in, 1985b, 1986) oraz Parczew (Stochlak, 1979a, b).

W czasie kolejnych faz – sudeckiej (przełom wizenu i namuru) oraz kruszcogórskiej (przełom namuru B i namuru C) dochodziło jedynie do słabych synsedymentacyjnych ruchów epejrogenicznych. Nie naruszyły one ciągłości sedymentacji, a wywołały jedynie zmiany jej charakteru z morskiej na lądową oraz lokalne zróżnicowanie miąższości osadów namuru.

Kolejna duża aktywność tektoniczna nastąpiła pod koniec orogenezy hercyńskiej w fazie asturyjskiej. W tym czasie odnowieniu uległa większość starszych bretońskich stref dyslokacyjnych. Na podstawie danych pozyskanych z analizy niektórych rdzeni z głębokich otworów badawczych

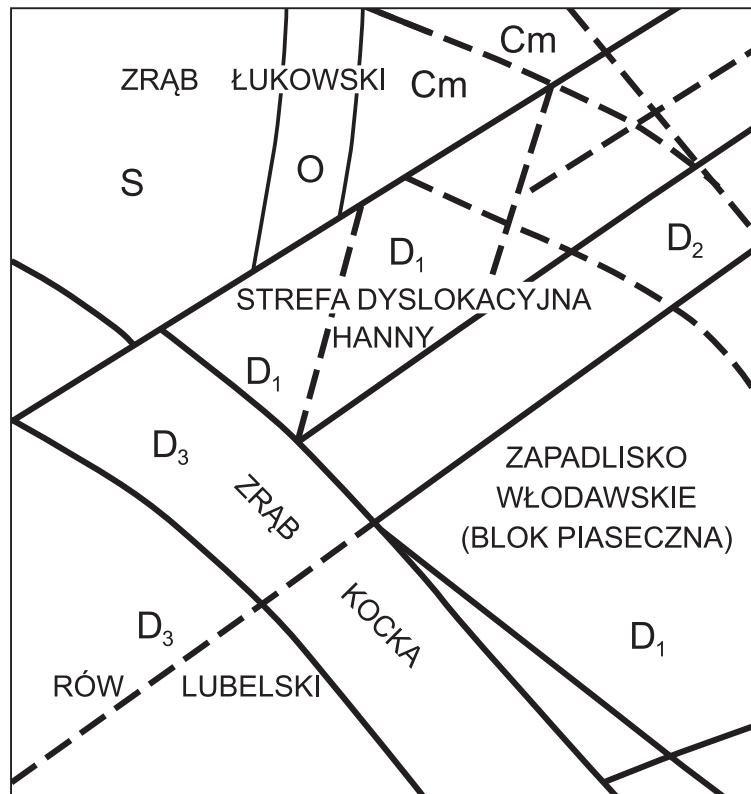


Fig. 8. Szkic tektoniczny podłoża przedkarbońskiego (wg Liszkowskiego 1979a; zmieniony)

I – granice geologiczne; D₃ – dewon górny, D₂ – dewon środkowy, D₁ – dewon dolny, S – sylur, O – ordowik, Cm – kambr; pozostałe objaśnienia jak na [figurze 5](#)

Liszkowski (1979a) stwierdził, co następuje: „W odróżnieniu od utworów syluru i dewonu, utwory karbonu wykazują większe bogactwo drobnych struktur tektonicznych. Przeważają spękania ciosowe i cioso-kliważowe”.

W nawiązaniu do wcześniejszych teorii o rozwoju ruchów tektonicznych w późnym paleozoiku (Hooper i in., 2002; Antonowicz, Iwanowska, 2003a, b), inną koncepcję na omawiany temat przedstawiają w swoich publikacjach Tomaszczyk (2015) oraz Tomaszczyk i Jarosiński (2017). Na podstawie wyników interpretacji najnowszych badań sejsmicznych autorzy ci uważają, że obecna struktura basenu lubelskiego jest wynikiem dwóch późnopaleozoicznych inwersyjnych faz tektonicznych ([fig. 9](#)). W czasie orogenezy kaledońskiej, w późnym sylurze, uskoc Kocka był reaktywowany w reżimie ekstensyjnym. Jego aktywność miała charakter synsedymentacyjny. Powstał uskoc normalny (przez autorów nazywany uskociem Kocka w odróżnieniu od nasunięcia Kocka powstałego w późnym karbonie), zakorzeniony w podłożu krystalicznym, co zapoczątkowało oddzielanie rejonu basenu lubelskiego od elewacji hrubieszowskiej ([fig. 9A](#)). Podczas akumulacji skał syluru jego zrzut mógł osiągnąć nawet 2000 m. W późnym famenie, w czasie aktywności tektonicznej fazy bretońskiej

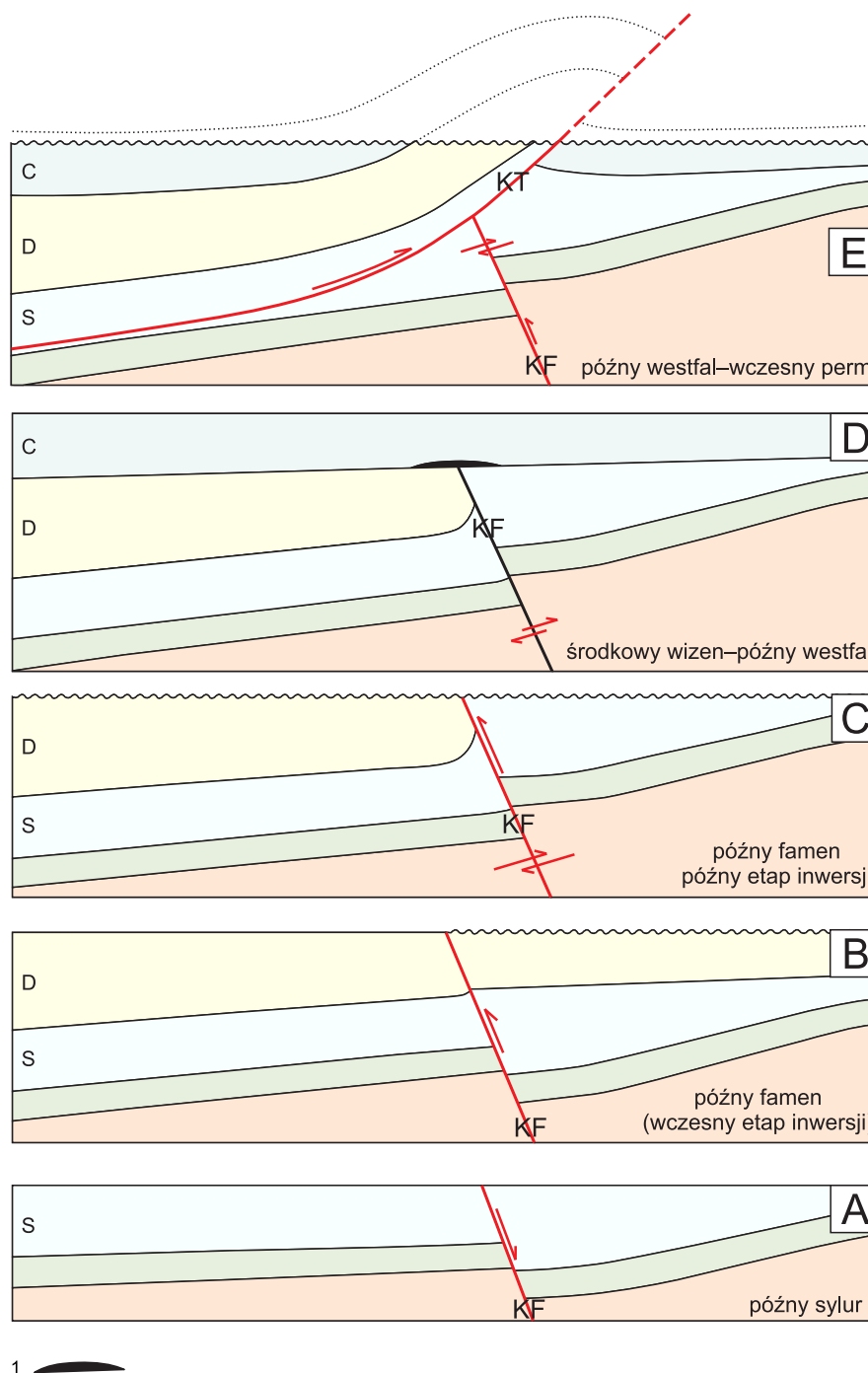


Fig. 9 (A–E). Schemat strukturalnej ewolucji strefy uskokuwej Kocka wykonany na podstawie geometrycznej rekonstrukcji głębokościowego profilu sejsmicznego T0060494 (wg Tomaszczyka, 2015)

I – wylewy law wulkanicznych; C – karbon, D – dewon, S – sylur; KF – uskoku Kocka (*Kock Fault*), KT – nasunięcie Kocka (*Kock Thrust*); pozostałe objaśnienia jak na figurze 7

orogenezy hercyńskiej, rozpoczęła się wczesna faza kompresyjna, w wyniku której nastąpił początek inwersji uskoku Kocka (fig. 9B). Na północny wschód od niego, na skutek znacznego wyniesienia terenu, w obrębie elewacji hrubieszowskiej, rozpoczęła się erozja pokrywy osadowej. Zostały usunięte utwory dewonu i częściowo syluru, które zostały przetransportowane na południowy zachód

i zasiły osady formacji hulczańskiej. Pod koniec fazy bretońskiej nastąpiła właściwa faza inwersji uskoku Kocka związana z prawoskrętną transpresją (fig. 9C). W obrębie elewacji hrubieszowskiej uległy aktywacji głęboko zakorzenione w podłożu platformy wschodnioeuropejskiej uskoki, m.in. strefa dyslokacyjna Hanny. Na obszarze arkusza uskok Hanny oddziela od siebie dwa bloki – zrąb łukowski znajdujący się na północny zachód od strefy dyslokacji i leżące na południowy wschód od niej zapadlisko włodawskie. We wczesnym karbonie doszło do rozwoju zjawisk wulkanicznych. Po inwersji uskoku Kocka nastąpiła zmiana reżimu tektonicznego z transpresyjnego na ekstensyjny. To umożliwiło migrację magmy wzdłuż powierzchni uskoków i wylewy law bazaltowych (fig. 9D). Na przełomie karbonu i permu doszło do zasadniczego przemodelowania podłoża podmezozoicznego. Po okresie sedymentacji i względnego spokoju tektonicznego, w późnym westfalu rozpoczęła się kompresyjna inwersja basenu lubelskiego. W początkowej fazie skierowana poprzecznie do osi basenu kompresja doprowadziła do reaktywacji głęboko zakorzenionego uskoku Kocka. Następnie nastąpiło przeniesienie nacisków z południowego zachodu na płytsze poziomy strukturalne, co spowodowało powstanie w pokrywie osadowej wielopoziomowych naskórkowych nasunięć (fig. 9E). Ich głównym elementem jest połogi uskok odwrócony o charakterze nasunięcia, określony jako nasunięcie Kocka (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017), usytuowany na miejscu prawego skrzydła dawnego zrębu Kocka. W schyłkowym etapie inwersji basenu ponownie uległ zmianie reżim tektoniczny – z kompresyjnego na przesuwczy, co spowodowało ponowne uruchomienie głęboko zakorzenionych uskoków.

W orogenezie alpejskiej nie nastąpiły żadne zasadnicze zmiany strukturalne. Ruchy tektoniczne w tym okresie miały charakter wybitnie platformowy, co wyrażało się wyłącznie falowymi i falowo-blokowymi pionowymi ruchami epejrogenicznymi o zmiennym w czasie kierunku wektora przemieszczeń. Platformowy charakter tektoniki alpejskiej potwierdza analiza drobnych struktur tektonicznych. Liszkowski (1979a) tak je opisywał:

Struktury te, wyrażone wyłącznie w postaci chaotycznej, ze słabo wyrażonymi maksimumami, sieci pionowych spękań ciosowych, często o charakterze spękań wyłącznie egzokinetycznych (diagenetycznych) oraz pionowych szwów stylolitowych typu tektoepigenetycznego i diagenetycznego wskazują, że stan naprężeń masywu skalnego charakteryzował się w okresie tektogenezy alpejskiej, maksymalnym naprężeniem głównym działającym w kierunku pionowym, zgodnym z kierunkiem działania pola grawitacyjnego. Był to, więc czysto grawitacyjny (geostatyczny) stan naprężeń o zmiennym w czasie znaku (kierunku wektora przemieszczeń). Oscylacyjne ruchy wzdłuż powierzchni stref dyslokacyjnych podłoża prealpejskiego przekazywane były formacjom osadowym podpiętra laramijskiego, powodując powstanie liniowych, powtarzających bieg struktur bretońskich, stref osłabienia.

Wzdłuż tych stref w paleogenie i neogenie powstały głębokie rozcięcia (doliny) erozyjne. Na obszarze arkusza najbardziej charakterystyczną jest dolina Prawieprza, rozwinięta po północno-wschodniej stronie strefy uskoku Kocka. Liszkowski (1979a) zauważył, że rejon ten był aktywny przez cały paleogen i neogen, przypuszczalnie również w trakcie czwartorzędu, i zachował aktywność do chwili obecnej. Autor pierwszego opracowania pisał na ten temat co następuje:

Wzmoczona sejsmiczność tej strefy w ramach ogólnej asejsmiczności wyniesionej części platformy wschodnioeuropejskiej, do której należy obszar arkusza Ostrów Lubelski jest dalszym dowodem jej współczesnej aktywności geodynamicznej. Analiza paleogeomorfologiczna badanego obszaru w okresie plejstocenu pozwala przypuszczać, że główne strefy osłabienia (strefa lineamentowa Kocka-Lęcznej, strefa Hanny, bretońska dyslokacja północna, uległy glacioregmagenicznemu [neotektonicznemu – M.K.] uaktywnieniu.

Ruchy te miały istotny wpływ na przebieg glacjacji i deglacjacji badanego obszaru w okresie plejstocenu (Liszkowski, 1979a).

W trakcie konstruowania przekroju geologicznego C–D autor niniejszego opracowania korzystał ze starszych koncepcji wgłębnej budowy geologicznej rejonu badań, opisywanych określeniem „rowowe” (Narkiewicz, 2003). Przedstawiona przez Tomaszczyka (2015) oraz Tomaszczyka i Jarońskiego (2017) teoria zakładająca występowanie deformacji kompresyjnych na obszarze Lubelszczyzny wymaga dalszych badań. W opracowaniach wymienionych wyżej autorów nie uwzględniono znalezionych w granicach zrębu Kocka osadów karbonu. Zostały one udokumentowane m.in. w otworach: 49 (Ostrów 38), 59 (Ostrów 26), 63 (Ostrów 15) i 77 (Ostrów 9). Dla autora istotne znaczenie miał zwłaszcza profil otworu 59 (przekrój geologiczny C–D). Informacje pozyskane z dokumentacji archiwalnej nie dały podstaw do przyjęcia założenia o złej lokalizacji otworów, co mogłoby tłumaczyć występowanie w ich profilach osadów karbońskich.

Morfologia powierzchni podczwartorzędowej jest silnie urozmaicona ([tabl. II](#)), co ma związek z podatnymi na erozję miękkimi skałami kredy górnej, które ulegały stałej degradacji już podczas paleogenu, neogenu i plejstocenu. W rejonach Brzostówki, Kolechowic, Nowego Uścimowa, Rozkopczewa czy Dratowa na osadach kredy leżą osady paleogenu o niewielkiej miąższości i o małym zasięgu, które nie mają wpływu na ukształtowanie powierzchni podłoża. Obraz przedstawiony na [tablicy II](#) nie jest wyłącznie wynikiem interpolacji wartości wysokości stropu utworów kredy uzyskanych z profili otworów, ale również interpretacji na bazie obserwacji występowania wychodni masywów kredowych na południe od obszaru, na przykładzie terenu arkusza Piaski SMGP (Harasiemiuk i in., 1987, 1988).

Strop utworów kredy nie jest jednorodny morfologicznie. Kulminacje powierzchni osadów kredowych mają charakter mogotów i występują lokalnie na powierzchni terenu. Ich wysokość w południowej i zachodniej części obszaru arkusza dochodzi do 160–170 m n.p.m., natomiast w północno-wschodniej i wschodniej części terenu – do 140–150 m n.p.m. Między kulminacjami rozciągają się w kierunkach SSE–NNW i WSW–ENE głębokie rozcięcia erozyjne, mające charakter szerokich dolin. Obrazują one kratowy (prostokątny) system rzeczny. Dna dolin występują na wysokości 80–90 m n.p.m. Powierzchnia wysoczyzn kredowych dodatkowo jest urozmaicona obniżeniami pochodzenia krasowego. Największe z nich wyróżnia się deniwelacją ponad 30 m i średnicą ponad 2 km. Wypełnia je obecnie Jezioro Krasne. Kompleks utworów kredy zapada pod niewielkim kątem w kierunku SWW.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar arkusza Ostrów Lubelski jest położony w obrębie basenu lubelskiego, który rozwinął się na podłożu kratonicznej skorupy platformy wschodnioeuropejskiej i jej pokryw neoproterozoiczno-wszesnopleozoicznych (Narkiewicz, 2011). Do najstarszych utworów geologicznych rozpoznanych na obszarze arkusza należą sylurskie iłowce i iłowce margliste z przewarstwieniami wapieni ludlowu i przydolu (tab. 4). Zostały one osadzone w przybrzeżnej (nerytycznej) strefie rozległego zbiornika morskiego. Miąższość nieprzewierconych osadów syluru przekracza 700 m (otw. 30). Pod koniec syluru nastąpiła synsedymencyjna aktywność uskoku Kocka w reżimie ekstensyjnym (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Omawiany teren stopniowo ulegał podziałowi na dwie części rozdzielone strefą uskoku Kocka.

Morska sedymentacja w późnym sylurze kontynuowała się również w wczesnym dewonie (żedynie). Rejon Ostrowa Lubelskiego znalazł się w obrębie szelfu zewnętrznego ciągnącego się wzdłuż obrzeżenia kontynentu *Old Redu* (Bełka, Narkiewicz, 2008). Początkowo zostały osadzone mułowce i iłowce z licznymi wkładkami wapieni laminowanych strefy nerytycznej. W późnym żedynie, w związku z ruchami wznoszącymi fazy eryjskiej orogenezy kaledońskiej, rozpoczęła się regresja morska. Osady strefy nerytycznej przeszły stopniowo w regresywne osady pstre, lagunowo-morskie. W zigenie i emsie zapanowały warunki lądowe. Obszar uległ stopniowej denudacji. W obniżeniach były sedymentowane klastyczne osady rzeczne, rzeczno-jeziorne i jeziorne (Liszkowski, 1979a).

Z początkiem środkowego dewonu, (którego osady nie zostały udokumentowane w obrębie terenu arkusza) nastąpił stopniowy powrót do warunków morskich. W całym basenie lubelskim przewały systemy depozycyjne odciętego płytkiego szelfu węglanowego i platformy proksymalnej; takie warunki akumulacji trwały do wczesnego franu (Narkiewicz, 2011). W eiflu dominującą rolę odegrała sedymentacja klastycznych osadów lagunowo-morskich i deltowych, natomiast w żywiecie,

na skutek stopniowego pogłębiania zbiornika, coraz częściej pojawiały się wkładki morskich wapieni, mułowców i iłowców (Liszkowski, 1979a). W tym okresie tempo sedymentacji wynosiło 30 m/Ma (Narkiewicz, 2011).

Przez cały fran i wczesny famen przeważała morska sedymentacja terygeniczna i węglanowa, początkowo w warunkach strefy nerytycznej, później sublitoralnej. W środkowym i początkowo w późnym franie nastąpił wzrost tempa sedymentacji do 120 m/Ma i rozwój rozległego systemu platformy węglanowej. W późnym franie tempo to spadło do 20 m/Ma, a środowisko depozycji zdominowały facje otwartego szelfu związane z transgresjami eustatycznymi (Narkiewicz, 2011). W famenie depocentrum sedymentacji znajdowało się w środkowym segmencie basenu lubelskiego, a tempo akumulacji osadów wynosiło nawet 100 m/Ma. Kilkukrotnie przewyższyło ono tempo depozycji w innych częściach basenu. Początkowo osadzeniu uległy miąższe osady wapienno-ilaste szelfowe oraz osady otwartego szelfu. W środkowym i późnym famenie nastąpiło uaktywnienie strefy uskokowej Kocka (Narkiewicz, 2011), co dało początek progradacji (przesuwanie się brzegu oraz zestawu osadów facji sedymentacyjnych w kierunku morza) terygenicznym systemów perylitoralnych i aluwialnych ze stopniowym przejściem ku południowemu zachodowi (poza obszarem arkusza) do facji morskich. Nastąpił podział basenu lubelskiego na rów lubelski i elewację hrubieszowską, które są oddzielone od siebie strefą uskokoową Kocka. Według Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017) w tym czasie rozpoczęła się również inwersja uskoku Kocka.

Cykl sedymentacji dewońskiej zakończyły terygeniczne osady piaskowcowo-mułowcowe, podrzędnie zlepieńcowate, facji lagunowej i deltowej (utwory warstw hulczańskich). Występują one na zachód i południowy zachód od strefy uskokowej Kocka (Miłaczewski, Żelichowski, 1970). Występowanie tych osadów wyznacza początek ogólnej regresji morskiej związanej z fazą bretońską orogenezy waryscyjskiej. Liszkowski (1979a) oceniał, że:

Łączna miąższość osadów dewonu osiągnęła na badanym obszarze zapewne wartość ponad 2000 metrów. Średnia prędkość subsydencji wynosiła w czasie dewonu około 0,03–0,04 mm/rok osiągając jednak okresowo wartości około 5–10 krotnie wyższe (ems – 0,15 mm/rok), górny famen około 0,2–0,25 mm/rok.

Po wynurzeniu z morza badany obszar ulegał stałej, nierównomiernej denudacji. Rozpoczęta w późnym famenie erozja uwarunkowana ruchami blokowymi trwała do środkowego wizenu. Na elewacji hrubieszowskiej uległy usunięciu osady o miąższości 500–2000 m, głównie dewońskie (Żelichowski, 1972, 1978), a na niektórych blokach tektonicznych również utwory starsze, aż do prekambriu (Tomaszczyk, 2015). W obrębie osiowej strefy basenu lubelskiego erozja była znacznie słabsza (Narkiewicz, 2011).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			<p>Torfy niskie — $_{ti} Q_h$</p> <p>Torfy przejściowe — $_{tpz} Q_h$</p> <p>Piaski humusowe jeziorno-rzeczne — $_{pl}^{li-f} Q_h$</p> <p>Piaski i mułki stożków napływowych — $_{pm}^{(s)} Q_h$</p> <p>Piaski humusowe, mułki i żwiry zagłębień okresowo przepływowych i starorzeczy — $_{phmz} Q_h$</p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,5 m n.p. rzeki (Wieprza i Bystrzyca) — $_{p}^{f} Q_h^{(12)}$</p> <p>Piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Bystrzyca) — $_{pm}^{f} Q_h^{(1)}$</p> <p>Piaski humusowe, mułki i ropy rzeczne — $_{p/mi}^{f} Q_h$</p> <p>Iły i mułki jeziorne — $_{im}^{li} Q_h$</p>	<p>Akumulacja osadów organicznych w dolinach i obniżeniach</p> <p>Akumulacja osadów organiczno-mineralnych w dolinach i dnach jezior</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna na tarasach zalewowych</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna osadów mineralno-organicznych w dnach dolin i na tarasach zalewowych</p> <p>Akumulacja osadów mineralnych w jeziorach</p>
				<p>Gliny, gliny piaszczyste, piaski i żwiry deluwialne — $_{ggp}^d Q$</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — $_{p}^{e} Q^{(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — $_{p}^{e} Q$</p> <p>Gytie — $_{gy} Q$</p>	<p>Zmywanie osadów ze zboczy i akumulacja u ich podnóży lub w obniżeniach</p> <p>Akumulacja pokryw eolicznych, powstawanie wydm</p> <p>Akumulacja osadów organiczno-mineralnych w jeziorach</p>
					<p>Piaski, piaski ilaste i mułki rzeczno-peryglacialne (w wałach) — $_{ppi}^{f-pg} Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski, mułki i ropy jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe) — $_{pm}^{li-f} Q_{p^4}^B$</p> <p>Mułki (pyły) lessopodobne — $_{ml}^{B} Q_{p^4}$</p> <p>Piaski i mułki rzeczne i rzeczno-peryglacialne tarasów nadzalewowych 8,0–15,0 m n.p. rzeki (Wieprza i Bystrzyca) — $_{pm}^{ff-pg} Q_{p^4}^{B(1)}$</p>
		Interglacjał eemski		<p>Denudacja</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna w dolinach</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Rozwój procesów krasowych</p>	

Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie	Zlodowacenia środkowopolskie + zlodowacenie Wisły		Piaski i mułki piaszczyste rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe) — $^{f-li}_{pmp} Q_{p^3, p^4}$	Akumulacja rzeczna w rozlewiskach
Zlodowacenia środkowopolskie			Piaski i piaski ze żwirami rzeczno-peryglacialne — $^{f-pg}_{ppz} Q_{p^3}$ Iły, mułki i piaski rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe) — $^{f-li}_{imp} Q_{p^3}$	Erozja i akumulacja rzeczna w warunkach peryglacialnych Akumulacja rzeczna w rozlewiskach
Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki		Mułki i piaski jeziorne oraz torfy i gytie — $^{li}_{mp} Q_{p^{2-3}}^M$ Piaski i piaski ze żwirami rzeczne — $^{f}_{ppz} Q_{p^{2-3}}^M$	Akumulacja jeziorna Erozja i akumulacja rzeczna Rozwój procesów krasowych Ruchy neotektoniczne
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2		Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $^{fg}_{ppz2} Q_{p^2}^G$ Piaski, żwiry, głązy, bloki i piaski pyłowe moren czołowych — $^{(g)}_{pz} Q_{p^2}^G$ Piaski, żwiry i piaski pyłowe lodowcowe dolne — $^{g}_{pz} Q_{p^2}^G$ Gliny zwałowe — $^{gzw} Q_{p^2}^G$ Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $^{fg}_{ppz1} Q_{p^2}^G$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu ustępującego lądolodu Postój lądolodu i akumulacja lodowcowa Akumulacja lodowcowa podczas ustępowania lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie się lądolodu i jego późniejsze wytopienie Ruchy neotektoniczne Erozja i akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu nasuwającego się lądolodu
		Interglacjał ferdynandowski	Piaski, mułki i ily rzeczno-jeziorne (rozlewiskowe) — $^{f-li}_{pmi} Q_{p^2}^F$ Piaski i piaski ze żwirami rzeczne — $^{f}_{ppz} Q_{p^2}^F$	Akumulacja rzeczna w rozlewiskach Erozja i akumulacja rzeczna Rozwój procesów krasowych
		Zlodowacenie Sanu 1	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $^{fg}_{ppz} Q_{p^2}^S$ Iły i mułki zastoiskowe — $^{b}_{im} Q_{p^2}^S$ Gliny zwałowe — $^{gzw} Q_{p^2}^S$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu ustępującego lądolodu Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie się lądolodu i jego późniejsze wytopienie
Interglacjał augustowski			Mułki jeziorno-rzeczne — $^{li-f}_{m} Q_{p^{1-2}}$	Akumulacja rzeczna w rozlewiskach

Czwartorzęd	Plejstocen	Plejstocen dolny		Piaski kwarcowe rzeczne — ${}_{pQ}^f Q_{p^0}$	Erozja i akumulacja rzeczna	
				Mułki (humusowe) jeziorno-deluwialne — ${}_{m}^{li-d} Q_{p^0}$	Denudacja Sflukiwanie i akumulacja w obniżeniach z udziałem sedymentacji osadów organicznych	
Neogen					Denudacja Ruchy tektoniczne fazy wallachijskiej orogenezy alpejskiej	
Paleogen	Oligocen				Denudacja	
	Eocen	Eocen górny		Piaski i piaski ze żwirami — ${}_{ppz} E_3$	Akumulacja morska w strefie litoralnej	
		Eocen dolny–środkowy		Piaski i mułki glaukonitowe z fosforytami, żwirami kwarcowymi oraz rogowcami — ${}_{pmGk} E_3$	Akumulacja morska Transgresja morska	
	Paleocen	Paleocen dolny		Iły pyłowe — ${}_{ipy} PC_1$	Denudacja Wietrzenie w warunkach gorącego i wilgotnego klimatu, rozwój procesów krasowych	
Kreda	Kreda górna	Mastricht		Kreda pizująca, margle i opoki — ${}_{kpmeo} Cr_m$	Akumulacja morska Ruchy tektoniczne polifazy laramijskiej orogenezy alpejskiej	
		Kampan		Wapienie margliste z krzemieniami — ${}_{wme} Cr_{cp}$	Ruchy tektoniczne polifazy laramijskiej orogenezy alpejskiej	
		Koniak + santon		Wapienie margliste — ${}_{wme} Cr_{cn+st}$	Akumulacja morska osadów węglanowych z udziałem materiału terygenicznego	
		Turon		Wapienie margliste i margle — ${}_{wmeme} Cr_t$	Akumulacja morska	
		Cenoman		Wapienie — ${}_w Cr_c$	Ruchy tektoniczne fazy austrijskiej orogenezy alpejskiej	
	Kreda dolna	Alb		Piaskowce glaukonitowe z fosforytami i margle piaszczyste — ${}_{pcGk} Cr_{al}$	Transgresja morska Akumulacja morska, głównie osadów klastycznych, w strefie litoralnej i sublitoralnej	
		Riazań–apt			Denudacja, miejscami rozwój procesów krasowych	
	Jura	Jura górna	Wołg			Ruchy tektoniczne fazy młodokimeryjskiej orogenezy alpejskiej
			Kimeryd			
Oksford		Oksford górny	Wapienie oolitowe i wapienie pyłowe (pelitowe) z przewarstwieniami margli i dolomitów — ${}_{woo} J_{o3}$	Akumulacja płytkomorska		

J u r a	Jura górna	Oksford	Oksford środkowy	Wapienie organodetrytyczne — $worJ_{o2}$	Akumulacja morska w strefie litoralnej i sublitoralnej, miejscami w strefie rafowej	
			Oksford dolny	Wapienie organodetrytyczne i dolomity — $wordoJ_{o1}$		
	Jura środkowa	Kelowej	Baton	Baton górnny	Wapienie i piaskowce ilasto-wapniste — wJ_{cl}	Akumulacja morska z licznymi przerwami Transgresja morska, przerywana licznymi regresjami
					Wapienie z wkładkami piaskowców — wJ_{bt3}	
		Bajos			Denudacja	
		Aalen				
	Jura dolna					
	Trias					
	Perm					
	K a r b o n	Karbon górny	Stefan			
Westfal				Mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców oraz węgiel kamienny – formacja lubelska — $mcicC_w$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych (rieczna, rzeczno-jeziorna), okresowo morska Ruchy tektoniczne fazy asturyjskiej orogenezy hercyńskiej	
Namur			Namur C	Łowce i mułowce z przewarstwieniami węgla kamiennego oraz piaskowce (ogniwo kumowskie) – formacja Dębina — $icmcC_{nC}$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych (rieczna, rzeczno-jeziorna) Kilkukrotna ingresja morska	
			Namur B	Łowce i mułowce z przewarstwieniami węgla kamiennego oraz piaskowce (ogniwo bużańskie) – formacja Dębina — $icmcC_{nB}$		
			Namur A	Mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców i przewarstwieniami węgla kamiennego – formacja Terebina — $mcicC_{nA}$	Akumulacja morska, lagunowa Akumulacja w zbiornikach śródlądowych (rieczna, rzeczno-jeziorna)	
Karbon dolny		Wizen		Łowce, mułowce, piaskowce i wapienie – formacja Huczwy — $icmcC_v$	Wulkanizm Denudacja Akumulacja morska, lądowa	
		Turnej			Denudacja Wulkanizm	
D e w o n	Devon górny	Famen		Piaskowce, mułowce i wapienie — $pcmcD_{fa}$	Akumulacja morska w obrębie szelfu Sedymentacja w środowisku lądowym, miejscami w zbiornikach śródlądowych Denudacja w obrębie elewacji hrubieszowskiej Ruchy tektoniczne fazy bretońskiej orogenezy hercyńskiej	
		Fran		Wapienie, wapienie pyłowate (pelityczne) i dolomity — $wwpyD_{fr}$	Akumulacja morska w obrębie szelfu Ruchy tektoniczne fazy bretońskiej orogenezy hercyńskiej	

D e w o n	Dewon środkowy	Eifel–żywet		Akumulacja morska w strefie nerytycznej Ruchy tektoniczne orogenezy hercyńskiej Akumulacja morska, lagunowa i deltowa
	Dewon dolny		Ilowce, mułowce, wapienie i piaskowce — $icmc D_1$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych (rzeczna, rzeczno-jeziorna i jeziorna) Denudacja
		Żedyn	Piaskowce i ilowce margliste — $pcicme D_{gd}$	Akumulacja morska w strefie nerytycznej; lagunowa Ruchy tektoniczne fazy eryjskiej orogenezy kaledońskiej
Sylur		Ludlow + przydol	Ilowce i ilowce margliste — $icicme S_{ld+p}$	Akumulacja morska w strefie nerytycznej Ruchy tektoniczne fazy eryjskiej orogenezy kaledońskiej

We wczesnym karbonie nastąpił rozwój zjawisk wulkanicznych. Po inwersji uskoku Kocka zmiana reżimu tektonicznego z transpresyjnego na ekstensyjny umożliwiła migrację magmy wzdłuż powierzchni uskoków i wylewy skał bazaltowych (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Wiek magmatyzmu jest datowany na 339–325 Ma (Grocholski, Ryka, 1995) lub 348–338,5 Ma (Pańczyk, Nawrocki, 2015).

Początek sedymentacji osadów karbonu rozpoczęła się na przełomie środkowego i późnego wizen. Odległość od orogenu waryscyjskiego sprawiła, że ich sedymentacja zachodziła w warunkach relatywnego spokoju tektonicznego. Najstarsze osady karbonu w obrębie basenu lubelskiego są datowane na środkowy wizen (Żelichowski, 1972; Dembowski i Porzycki, red., 1988; Narkiewicz i in., 2007).

W późnym wizenie na obszarze badań ponownie zapanowały warunki morskie. Cykl sedymentacji rozpoczął się serią osadów węglanowych. Stopniowo następowało wypływanie zbiornika, co spowodowało zmianę charakteru sedymentacji. Zwiększył się udział utworów terygenicznych facji sublitoralnej z bogatą fauną koralowców, ramiemionogów i małży. Sedymentacja osadów wizen górnego w sposób ciągły miała swoją kontynuację w namurze A (warstwy komarowskie – Liszkowski, 1979a, w obecnym opracowaniu – formacja Terebina), w którym początkowo były osadzone osady morskie, a następnie lagunowe. Pod koniec namuru A rozpoczęła się regresja morska. W warunkach lądowych uległy osadzeniu skały z udziałem węgla kamiennego (Zdanowski, 2007). Regresja morza była przypuszczalnie efektem ruchów tektonicznych fazy sudeckiej orogenezy waryscyjskiej (Liszkowski, 1979a).

Na utworach formacji Terebina namuru A leżą osady dwudzielnej formacji Dęblina. Starsza część formacji (ogniwo bużańskie) należy do utworów namuru B. W warunkach lądowych osadziły się wówczas głównie osady limniczne. Obecność licznych wkładek utworów morskich wskazuje jednak na to, że w tym czasie dochodziło do okresowych transgresji morskich. Były one najprawdopodobniej lokalne i krótkotrwałe. W profilu osadów dominują facje lądowe; w dolnej części przeważają facje rzeczne (piaskowcowe), a wyżej – rzeczno-rozlewiskowe i jeziorne – mułowcowo-iłowcowe z licznymi wkładkami osadów fitogenicznych w postaci węgla kamiennego (Liszkowski, 1979a). Podobne warunki paleogeograficzne panowały w namurze C. W tym czasie powstały osady ogniwa kumowskiego (młodsze ogniwa formacji Dęblina). Stanowią one dalszą kontynuację sedymentacji utworów namuru B. Dolna część ich profilu jest zbudowana z piaskowców gruboławicowych, drobno- i średnioziarnistych, z cienkimi wkładkami mułowców, lokalnie z warstewkami węgla humusowego, a także wapieni i iłowców zawierających faunę morską i słodkowodną. Przez Zdanowskiego (2007) wspomniane osady zostały zaliczone do utworów namuru B–C. Środkową część profilu ogniwa kumowskiego stanowi głównie kompleks osadów mułowcowo-piaskowcowych z wkładkami iłowców, rzadziej wapieni, z warstewkami węgla o miąższości średnio 0,4 m. W kompleksie tym występuje poziom fauny słodkowodnej z *Carbonicola pseudorobusta* (Zdanowski, 2007). Sedymentację utworów ogniwa kumowskiego zakończyły piaskowce gruboławicowe, drobno- i średnioziarniste, lokalnie z wkładkami mułowców. Środkowa i górna część profilu tego ogniwa zostały zaliczone przez Musiała i innych (1995) już do osadów westfalu dolnego (westfalu A).

Opisany wyżej cykl sedymentacyjny w profilu osadów namuru świadczy o okresowych zalewach płytkomorskich, w których czasie został osadzony głównie materiał terygeniczny. W okresach panowania warunków lądowych sedymentacja odbywała się w zbiornikach jeziornych, gdzie ulegały akumulacji również osady fitogeniczne, oraz w dolinach rzecznych.

Profil skał karbonu w obrębie obszaru arkusza kończą osady warstw lubelskich (formacja lubelska). W westfalu (na przelomie westfalu A i B) nastąpiła ostatnia transgresja morska. Jej schyłek dokumentuje ostatni znany w karbonie stratygraficzny poziom morski z *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988). Od tego momentu, po ustąpieniu morza, sedymentacja karbońska odbywała się wyłącznie w zbiornikach śródlądowych – w środowisku jeziornym, bagiennym i częściowo rzeczonym. Osadziły się wówczas osady drobnoklastyczne, w których bardzo często występują pokłady węgla humusowego o miąższości lokalnie nawet do 4 m. Liszkowski (1979a) w następujący sposób scharakteryzował panujące wówczas środowisko przyrodnicze:

Obfita i zróżnicowana flora lądowa, obejmująca głównie rośliny paprociolistne z klasy *Pteridophylla* (rodzaje *Neuropteris*, *Sphenopteris*, *Mariopteris*, *Alethopteris*, *Pecopteris* itp.) w piętrze górnym oraz

skrzypowe (*Equisetidae*) w piętrze dolnym, wskazuje na gorący i wilgotny klimat i krajobraz typu bagiennego. W wodach przybrzeżnych żyje miejscami bogata malakofauna słodkowodna. Miąższość utworów karbonu wynosi na badanym obszarze od 550 do 700 metrów. Średnia prędkość subsydencji osiągnęła więc wartość około 0,025–0,03 mm/rok.

Rozpoczęta u schyłku późnego westfalu regionalna regresja morska była związana z ruchami tektonicznymi fazy asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej, na skutek których obszar basenu lubelskiego został całkowicie przemodelowany. Została uruchomiona większość powstałych w fazie bretońskiej stref dyslokacyjnych, powstało również wiele nowych dyslokacji niższego rzędu, co spowodowało dalsze rozdrobnienie masywu skalnego. Początek inwersji basenu lubelskiego Narkiewicz i inni (2007) datują na westfal C lub westfal D. W tym czasie nastąpiło zasadnicze ukształtowanie struktur obszaru. Według niektórych badaczy (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017) inwersja basenu lubelskiego była spowodowana kompresją skierowaną poprzecznie do jego osi, co wymusiło reaktywację już istniejących, głęboko zakorzenionych uskoków (w tym uskoku Kocka), a następnie powstanie ponad nimi zespołu wielopoziomowych naskórkowych nasunięć (fig. 9E). Narkiewicz i inni (2007) inwersje basenu wiążą natomiast z głęboko zakorzenionymi w strefie platformowego przedpoła ruchami pionowymi i przesuwczymi, które stanowiły reakcję na kompresję na aktywnej krawędzi płyt, co powodowało dalszy rozwój struktury rowowej.

Po karbonie długo panowały warunki lądowe, który trwały bez przerwy do późnej jury. W obrębie obszaru arkusza postępowała penepłenizacja powierzchni powodująca prawie całkowite zrównanie pierwotnej paleorzeźby strukturalnej. Szacuje się, że w ramach elewacji hrubieszowskiej została usunięta pokrywa osadowa o miąższości kilkaset metrów, wieku głównie karbońskiego. W obrębie synklinorium lubelskiego, na południowy zachód od strefy uskokowej Kocka, miąższość zredukowanych osadów osiągnęła od 500 m do 2,5 km (Tomaszczyk, 2015), przy czym w granicach terenu arkusza Ostrów Lubelski Liszkowski (1979a), szacował ją na około 150–250 m. To pozwoliło określić prędkość denudacji na 0,001–0,002 mm/rok.

We wczesnej jurze na badanym obszarze, będącym w tym czasie lądem, panowała silna denudacja. Kolejna transgresja morska rozpoczęła się w batonie i trwała z przerwami w keloweju. Najprawdopodobniej płytki zalew w początkowej fazie (baton) nie objął lokalnej elewacji Łęcznej na południu obszaru badań (Rudzińska-Zapaśnik, 1988). Osady jury środkowej w obrębie obszaru arkusza mają niewielką miąższość, rzędu od kilku do kilkunastu metrów, i są reprezentowane przez wapienie organodetrytyczne z wkładkami piaskowców i piaskowce ilasto-wapniste, które były osadzone w płytkim morzu. Sedymentacja w zbiorniku powstałym w środkowej jurze kontynuowała się

we wczesnym oksfordzie (Rudzińska-Zapaśnik, 1988). Osady wykształciły się, jak podaje Liszkowski (1979a):

[...] w typowej dla całego regionu lubelskiego facji wapieni organodetrytycznych i klastogenicznych oraz skalistych z przewarstwieniami uławiconych wapieni dolomitycznych i dolomitów gąbkowych. Fauna amonitowa wskazuje na otwarty typ zbiornika morskiego i sedymentację w strefie płytkonerytycznej. Facja gąbkowa zamieniona została w środkowym oksfordzie biofacją gąbkowo-koralową. Powstały wówczas, rafopodobne kompleksy wapieni biogenicznych, klastogenicznych i chemogenicznych z bogatą fauną bezkręgowców (Niemczycka, 1976).

W późnym oksfordzie nastąpiła ponowna zmiana warunków sedymentacji związana z ruchami wznoszącymi lądu ukraińskiego, zmianami klimatycznymi oraz regresją morza w południowo-wschodniej części rejonu lubelskiego (Rudzińska-Zapaśnik, 1988). W obrębie badanego obszaru nastąpiło wypłylenie zbiornika, zwiększenie zasolenia wody lub zmiana jej składu chemicznego, na co wskazuje skład zespołu fauny i flory, który jest monotony rodzajowo i gatunkowo. Jego charakterystyczne elementy stanowią ślimaki, ramienionogi, korale i małże, miejscami liczne są glony wapienne (Liszkowski, 1979a). Jak podaje Liszkowski (1979a), w tym czasie powstały następujące osady:

wapienie allo- i ortochemiczne tworzące miększe pakiety skalne. Przeważającym typem litologicznym były wapienie oolitowe, mikroonkolitowe i pelitomorficzne, niekiedy sublitograficzne. Pojawiać zaczynają się śródwarstwowe zlepieńce, poziomy erozyjne, wkładki dolomitów, margli i mułowców, świadczące o postępującej kompensacji ruchów obniżających sedymentację.

Mięszość osadów jurajskich waha się na badanym obszarze w granicach od około 79 m w północno-wschodnim rejonie obszaru arkusza (otw. 32) do 205 m w południowo-zachodniej części (otw.74). Liszkowski (1979a) obliczył uśrednioną wartość prędkości subsydencji oksfordzkiej na około 0,015–0,02 mm/rok i ocenił, że we wczesnej jurze była ona „[...] nieskompensowaną sedymentacją. Począwszy od oksfordu środkowego można mówić o równowadze subsydencji i sedymentacji. W najwyższym oksfordzie mogło lokalnie dochodzić do pojawienia się warunków lądowych”. Na badanym obszarze nie stwierdzono obecności osadów kimerydu i wołgu. Nie można jednak wykluczyć, że utwory górnej części profilu jury górnej uległy denudacji (Liszkowski, 1979a).

W fazie młodokimeryjskiej orogenezy alpejskiej nastąpiła regresja morza jurajskiego. Do albu wynurzony obszar podlegał denudacji. Luka stratygraficzna na profilu obejmuje osady całej kredy dolnej. Liszkowski (1979a) pisał, że:

W okresie tej przerwy sedymentacyjnej na badanym obszarze zaczęły rozwijać się procesy krasowe. Ich efektem było korozyjne poszerzenie spękań międzyławicowych i nieregularnych spękań pionowych pochodzenia egzogenicznego (epiklaz), rozwój drobnych mikrokawern, być może częściowo o charakterze anastomozów oraz sporadyczne powstanie wertebów krasowych, przypuszczalnie typu korozyjnego, na przedkredowej powierzchni paleomorfologicznej. Taki kopalny lej krasowy (korozyjny) nawiercono w otworze 19 [otw. 32]. Jego głębokość (względna) wynosi około 35,0 metrów. Zjawiska krasowe nie osiągnęły jednak znacniejszego rozwoju w tym okresie; kras neokomski jest słabo rozwinięty i znajduje się w stadium inicjalnym.

W późnym albie nastąpiła kolejna transgresja morska rozpoczynająca późnokredowy cykl sedymentacji w środowisku morskim. W obrębie obszaru badań wyróżniały się dwie strefy sedymentacyjne (Świdrowska, 2007). Pierwsza strefa, która znajdowała się na północy, została wcześniej objęta transgresją i zajmowała prawie cały obszar badań, mniej więcej do doliny Samocieczki. Początkowo w zbiorniku tym były osadzone piaski bezwapniste, a po stopniowym postępie transgresji – piaskowce wapniste i margle z fosforytami. Druga strefa na południu została później zalana morzem i była obszarem sedymentacji piaskowców marglistych i margli (Świdrowska, 2007). Miąższość osadów albu na obszarze arkusza jest niewielka i wynosi średnio kilka metrów. Wyjątek stanowią osady w otworze 32, gdzie ich miąższość dochodzi do 43,0 m. Wzrost miąższości osadów albu w niektórych rejonach był związany z wyrównaniem krasowej rzeźby powierzchni stropowej utworów jurajskich (Liszkowski, 1979a).

W cenomanie nastąpiło znaczne rozszerzenie transgresji, a obszar badań znalazł się w strefie, w której występował w utworach niewielki udział materiału terygenicznego bądź ich zupełny brak (Świdrowska, 2007). W tym czasie osadzeniu uległy wapienie organodetrytyczne, glaukonitowe, w biofacji inoceramowej (Liszkowski, 1979a).

Od turonu zaczęła dominować facja wapieni kredopodobnych, a w spągu „[...] kredy piszącej z przewarstwieniami margli, kredy opokowej oraz opok marglistych” (Liszkowski, 1979a). Nastąpiło ujednolicenie facjalne spowodowane ogólnie wysokim poziomem oceanu światowego. Wyraźnie w osadach wzrósł udział krzemionki pochodzącej z gąbek. W dolnych partiach profilu dość częste są krzemienie i czerty (Liszkowski, 1979a, Świdrowska, 2007). Pod koniec turonu w północno-wschodniej części obszaru arkusza zmalał udział wapieni inoceramowych, a wzrosła ilość kredy piszącej i wapieni kredopodobnych (Świdrowska, 2007).

W koniaku i santonie rozmieszczenie rejonów sedymentacyjnych przypominało ich rozkład w turonie. Wzrósł jedynie udział materiału terygenicznego, który wszedł w skład margli i wapieni marglistych. Na obszarze arkusza początkowo osadziły się wapienie inoceramowe i margliste,

a następnie margle i wapienie margliste z krzemieniami. Podobnie jak w turonie, nieco odmienna sedymentacja występowała w północno-wschodniej części terenu, gdzie zostały osadzone kreda pisząca i wapienie kredopodobne z nielicznymi krzemieniami i wkładkami wapieni marglistych (Świdrowska, 2007).

W kampanie, na obszarze Lubelszczyzny, układ przestrzenny litofacji nie uległ zasadniczej zmianie i wyglądał podobnie jak w koniak i santonie. Na terenie arkusza nastąpiło przesunięcie strefy sedymentacji facji kredy piszącej w kierunku południowo-zachodnim. W kredzie piszącej i w osadach marglistych zmniejszył się udział krzemieni. Najprawdopodobniej było to efektem spłycaenia basenu sedymentacyjnego (Świdrowska, 2007). Liszkowski (1979a) zauważył, że: „Z analizy mikropaleontologicznej profilu kredy górnej przeprowadzonej przez Witwicką (1975a, b) dla otworów Parczew IG 3 i Parczew IG 4 wynika (oba otwory znajdują się na arkuszu Parczew), że występuje tu znaczna redukcja utworów kampanu”. Autor wiązał to zjawisko z synsedymencyjnymi ruchami wznoszącymi polifazy laramijskiej orogenezy alpejskiej.

Redukcję osadów w postaci poziomów kompensacyjnych, miejscami o charakterze nierozwiniętych warstw twardego dna, Liszkowski (1979a) zaobserwował również w profilu utworów mastrychtu górnego w otworze wiertniczym we wsi Tyśmienica, tuż poza południową granicą terenu arkusza. Autor stwierdził, co następuje:

Makrofauna jest względnie uboga, jednak zróżnicowana i obejmuje ona głównie małże (inoceramy, ostrygi), gąbki, ramienionogi, głowonogi, zarówno amonity jak i belemnity. W mastrychcie górnym pojawiają się korale osobnicze. Dość pospolite są szczątki kręgowców: łuski, kręgi i zęby ryb. Powszechne są ślady mułojadów typu *Domichnia* i *Fodonichnia*, rzadziej *Repichnia*. W mastrychcie górnym pojawiają się również endolitobionty, atakujące elementy twardego dna, a więc przede wszystkim muszle ostryg i rostra belemnitów. Ich ślady w postaci fazy typu *Insolidichnia* są bardzo pospolite w najwyższym mastrychcie.

Pomimo monotonii litologicznej osadów mastrychtu zarówno warunki sedymentacji, jak i czynniki ekologiczne były dość zróżnicowane (Liszkowski, 1979a).

W kredzie zmianie uległo również tempo subsydencji w poszczególnych piętrach (Liszkowski, 1979a, Świdrowska, 2007). W obrębie obszaru arkusza w późnym albie i cenomanie tempo to wynosiło około 0,001–0,002 mm/rok. W turonie nastąpił znaczny jego wzrost do wartości rzędu 0,01–0,05 mm/rok. W kampanie prędkość subsydencji dochodziła już do 0,015–0,025 mm/rok, a w późnym mastrychcie do 0,08–0,10 mm/rok (Liszkowski, 1979a). Subsydencja początkowo (w przybliżeniu) wzrastała jednostajnie. Od kampanu stała się ona zmienna, zarówno w przestrzeni

jak i w czasie, co wiązało się z początkowymi ruchami polifazy laramijskiej orogeny alpejskiej. Rozpoczęły się one na terenie arkusza przypuszczalnie już w późnym kampanie. (Liszkowski, 1979a).

Ruchy polifazy laramijskiej na przełomie mastrychtu i wczesnego paleogenu doprowadziły do wyniesienia obszaru środkowej Polski, a w konsekwencji do spłylenia zbiornika, również na omawianym terenie. Najprawdopodobniej nie doszło do odsłonięcia tego obszaru, albo było ono krótkotrwałe (Liszkowski, 1979a). Z tego czasu pochodzą ility, szarozielone, częściowo pyłowate, które zostały rozpoznane i opisane w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie jeziora Dratów, w trzech otworach wiertniczych: 79 (Ostrów 4), 81 (Ostrów 5) i 82 (Łączna IG-4).

W późnym paleocenie nastąpiła regresja morza i rozpoczął się okres denudacji w warunkach gorącego i wilgotnego klimatu (Małek, 2011c). Liszkowski (1979a) wiązał regresję z okresem „[...] nasilonych, synorogenicznych ruchów wznoszących typu epejrogenicznego i częściowo regmagenicznego. Na tle szerokopromiennych ruchów epejrogenicznych nastąpiło przypuszczalnie odnowienie niektórych przedalpejskich stref rozłamowych i dyslokacyjnych”.

We wczesnym i środkowym eocenie dominującymi procesami były denudacja i akumulacja produktów niszczenia odsłoniętych starszych skał oraz procesy krasowe w skałach węglanowych (Małek, 2011c). Pozostałości pokryw górnioeoceneskich osadów morskich na płaskich wierzchołkach paleorzeźby kredowej wskazują, że występujące tu fragmenty powierzchni zrównań powstały właśnie we wspomnianym wyżej okresie.

W późnym eocenie nastąpiła kolejna transgresja morska. W profilu utworów górnioeoceneskich dominują osady terygeniczne, których depozycja odbywała się w płytkim morzu w pobliżu lądu. Były to piaski, piaski ze żwirami, piaski i mułki glaukonitowe leżące bezpośrednio na skał mastrychtu, a pod przykryciem osadów czwartorzędowych o niewielkiej miąższości. Na obszarze arkusza nie są znane (nie zostały rozpoznane) osady późnego paleogenu (oligocenu) i neogenu. W rejonach sąsiednich lokalnie miała miejsce akumulacja jeziorno-bagienna (Małek, 2011c). Osady eocenu górnioego stanowią ostatnie utwory powstałe w wyniku sedymentacji w warunkach morskich na badanym obszarze. Od tego momentu do chwili obecnej panują tu niepodzielnie warunki lądowe.

Od neogenu do wczesnego plejstocenu denudacja przeważała nad akumulacją. Powstały w tym czasie zasadnicze elementy rzeźby podłoża przedczwartorzędowego. W obrębie osadów kredy utworzyły się rozległe plateau tworzące fragmenty powierzchni zrównań typu pedymentowego, wypukłe formy ostańców o charakterze stoliw denudacyjnych oraz głębokie depresje korozyjne typu fluwio-krasowego. Liszkowski (1979a) stwierdził, że: „formy te są z reguły poligeniczne i policykliczne”, i opisywał, co następuje:

Na badanym obszarze różnowiekowe powierzchnie denudacyjne Wyżyny Lubelskiej schodziły się, tworząc wspólny poziom o rzędnych od 170 m n.p.m. przy południowej granicy obszaru arkusza Ostrów Lubelski do około 150–155 m n.p.m. przy północnej granicy obszaru arkusza. Spadek tej powierzchni wynosi około 0,1% w kierunku północnym.

Pod koniec neogenu trwało dalsze erozyjne i erozyjno-krasowe rozczłonkowanie tej powierzchni. Niższemu poziomowi zrównań wierzchowinowych Wyżyny Lubelskiej pod względem wieku odpowiadają na terenie badań fragmenty powierzchni pedymentowej na wysokości 120–130 m n.p.m. (Liszkowski, 1979a).

Pod koniec neogenu i na początku czwartorzędu nastąpiło podniesienie obszaru związane z fazą wallachijską orogenezy alpejskiej. To spowodowało wzmożenie erozji rzecznej, która doprowadziła do powstania głębokich dolin (Małek, 2011c). W tym okresie w obrębie obszaru badań zaczęły tworzyć się dobrze wykształcone w skałach podłoża kredowego głębokie doliny rzeczne (m.in. dolina Prawieprza), w których występował charakterystyczny taras na wysokości około 130 m n.p.m. Ukształtowały one kratowy układ sieci, w którym południkowo układają się doliny Prawieprza (obecnie Tyśmienicy) i cieku na granicy z terenem arkusza Orzechów Nowy, a równoleżnikowo – doliny Samocieczki i rzeczki na linii Brzostówka–Maśluchy na północy. Prawieprz był w tym czasie dużą rzeką, która odwadniała znaczną część Niziny Sandomierskiej i przyjmowała najprawdopodobniej również dopływy z Wołynia. Rzeką ta niosła w rejony Łęcznej skały egzotyczne i rogowce Karpat oraz wapienie jurajskie i sarmackie z południowych stoków Roztocza, miała ona również inny przebieg niż obecnie. Nie istniał w tym czasie przełom w rejonie Łęcznej. Rzeką płynęła szerokim korytem od doliny Mogielnicy, znajdującej się na południe od obszaru badań (arkusz Łęczna SMGP), w kierunku północnym rynną puchaczowską (Jahn, 1956). Dalej kierowała się ona obecną doliną Tyśmienicy w stronę Ostrowa Lubelskiego, a następnie na północny-wschód (Jahn, 1956; Harasiemiuk, Henkiel 1980a, b, 1981; Kucharska i in., 2023).

W neogenie i wczesnym plejstocenie silnie rozwijała się również denudacja chemiczna (Liszkowski, 1979a). Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski nie stwierdzono osadów z nią związanych. Stale obniżająca się baza erozyjna spowodowała uruchomienie procesów krasowych. Powstawały głębokie leje, które mogły mieć starsze założenie. W nich utworzyły się później jeziora. Niewykluczone, że już wtedy rozwinął się lej, który obecnie jest wykorzystywany przez Jezioro Krasne, znajdujące się w obrębie osadów ostańca kredowego. Powierzchnia lustra wody w jeziorze znajduje się na wysokości 150 m n.p.m. Udokumentowana głębokość leja wynosi natomiast ponad 30 m.

We wczesnym plejstocenie (preglacja) rozpoczął się cykl czwartorzędowej agradacji, która była przerywana fazami przewagi denudacji nad akumulacją. Wynikiem tych procesów było jednak

nadbudowywanie powierzchni obszaru badań. Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski do utworów preglacjału zostały zaliczone przez Liszkowskiego (1979a) piaski rzeczne (facji dolinnej) budujące najniższy poziom osadów w dolinach, oraz mułki węgliste z sieczką roślinną w krasowych zagłębieniach. Autor opisał te utwory w następujący sposób:

Analiza paleobotaniczna wykazała obecność bogatego zespołu pyłków fazy sosnowo-brzozowej ze znaczną domieszką pyłków drzew liściastych w spągu, wśród których jest wiele reliktywów trzeciorzędowych (Janczyk-Kopikowa, 1977). Roślinność posiada charakter chłodny, borealny. Ślady struktur inwolucyjnych zanotowane w tym profilu są najstarszym wskaźnikiem panowania warunków peryglacialnych w profilu osadów czwartorzędowych omawianego obszaru i jego najbliższego sąsiedztwa.

Przełomowe znaczenie dla dalszej ewolucji geologicznej i geomorfologicznej omawianego obszaru miało wkroczenie lądolodów skandynawskich. Na obecnym etapie badań w rejonie Ostrowa Lubelskiego nie stwierdzono występowania najstarszych osadów lodowcowych. Gliny ze zlodowaceń najstarszych (zlodowacenia Narwi – Lisicki, 2003) są znane z profili na sąsiednich obszarach, gdzie zalegają w dnach głębokich dolin (okolice Krępcza) i rynien subglacialnych w okolicach Minkowic i Milejowa (arkusz Łęczna – Harasimiuk, Henkiel, 1980a; Krawczyk, Kucharska, 2022) oraz Sernik (arkusz Lubartów – Kucharska, Krawczyk, 2022). Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski nie udokumentowano takich rynien, co jednak nie oznacza definitywnie ich braku. Przypuszczalnie jedna z nich może znajdować się w rejonie Rozkopaczewa, Rudki Kijańskiej i Kolechowic. Taką rynną subglacialną może być dolina przełomu Wieprza. Najprawdopodobniej w czasie deglacjacji obszaru podczas zlodowaceń najstarszych została ona zakonserwowana dzięki wypełnieniu jej osadami lodowcowymi, które w tym położeniu przetrwały do schyłku zlodowacenia Odry (Kucharska i in., 2023).

Przed wkroczeniem lądolodu zlodowacenia Sanu 1 (zlodowaceń południowopolskich) na badany obszar istniały już wcięte do obecnej głębokości doliny: Tyśmienicy (Prawieprza), Bystrzycy (Prabystrzycy) i Samocieczki. Z tego czasu pochodzą mułki jeziorno-rzeczne zaliczone do utworów interglacjału augustowskiego oraz starsze osady rzeczne i jeziorno-deluwialne plejstocenu dolnego.

W trakcie zlodowacenia Sanu 1 cały badany teren został pokryty lądolodem. Na większości obszaru arkusza Ostrów Lubelski osady lodowcowe tego wieku w późniejszych okresach uległy silnej erozji. W miarę pełny profil osadów zachował się jedynie w północno-zachodniej części obszaru arkusza i został opisany w otworze 1, gdzie poziom glin zwałowych występuje na wysokości około 151–158 m n.p.m. Na wschód od Ostrowa Lubelskiego (przekrój geologiczny A–B) osady lodowcowe

zachowały się jedynie w dolinie Tyśmienicy w postaci zaglinionego bruku i ilasto-piaszczystych osadów soliflukcyjnych (Liszkowski, 1979a). W czasie recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 1 następowała sedymentacja utworów klastycznych w rozległych obniżeniach. W początkowej fazie zostały osadzone głównie osady zastoiskowe, które zachowały się w północno-zachodniej części obszaru arkusza. W późniejszym etapie natomiast osady wodnolodowcowe najprawdopodobniej pokryły znaczną część obszaru, lecz na skutek późniejszej erozji zachowały się jedynie w rejonie Uścimowa, na styku z obszarem arkusza Orzechów Nowy, gdzie mają znacznie większe rozprzestrzenienie (Kucharska, 2021).

Ze względu na ukształtowanie powierzchni terenu (istnienie rozległych głęboko wciętych dolin) obszar arkusza stawał się w trakcie transgresji (zwłaszcza w początkowej fazie) i regresji lądolodów swego rodzaju pułapką. Było to miejsce gromadzenia i mieszania się wód płynących od czoł lądolodów, a także rzek supraglacialnych, co sprzyjało tworzeniu się rozległych rozlewisk. W czasie recesji, po odblokowaniu odpływów, w kierunku północnym następował spływ spiętrzonych wód, a wraz z nim częściowe wynoszenie nagromadzonych wcześniej osadów. Proces ten powtarzał się wielokrotnie w czasie całego plejstocenu, dlatego w profilach utworów wszystkich pięter występuje tak znaczny udział osadów drobnoklastycznych piaszczystych i piaszczysto-pyłowatych o różnej genezie (rzeczno-lodowcowej, rzeczno-peryglacialnej, rzecznej oraz rozlewiskowej), a jednocześnie stosunkowo mała ilość osadów lodowcowych. Opisany wcześniej przebieg procesów powodował również to, że wcześniej sedymentowane osady były bardzo często w późniejszym okresie erodowane. Dochodziło także do zazębienia się osadów o podobnej genezie, zarówno w profilach pionowych jak i poziomych, co w znacznym stopniu utrudnia bądź wręcz uniemożliwia ich rozdzielenie.

Po ustąpieniu lądolodu Sanu 1, w trakcie interglacjału ferdynandowskiego, nastąpiło ocieplenie. Na obszarze arkusza Ostrów Lubelski zachodziła denudacja oraz wynoszenie poza obszar alimentacyjny wcześniej sedymentowanych osadów. Udrożnieniu uległy starsze doliny, zwłaszcza szeroka dolina Tyśmienicy (Prawieprza). W ich obrębie następowała akumulacja piasków i żwirów rzecznych. U schyłku interglacjału, na skutek tamowania odpływu wód w czasie postępującej transgresji lądolodu zlodowaceń południowopolskich, sedymentacja rzecznych utworów piaszczysto-żwirowych zmieniła swój charakter na rzeczno-rozlewiskowy i nastąpiła sedymentacja piasków, mułków i ilów (Liszkowski, 1979a).

Po okresie ocieplenia na teren arkusza nasunął się lądolód zlodowacenia Sanu 2 (zlodowaceń południowopolskich). Profil utworów najmłodszego piętra tych zlodowaceń zaczynają transgresyjne osady wodnolodowcowe. Po pokryciu całego obszaru arkusza nastąpiła sedymentacja osadów lodowcowych – glin zwałowych oraz piasków, żwirów i piasków pyłowatych, które obecnie budują

wysoczyznę w północno-zachodniej części obszaru oraz na południu, w rejonie między Spiczynem a Ludwinem. Z łądolodem omawianego zlodowacenia Liszkowski (1979a) oraz Harasimiuk i Henkiel (1980a) wiązali rozwój procesów neotektonicznych. Liszkowski (1979a) przedstawiał to zagadnienie następująco:

Na wschód od linii Kolechowice–Rozkopaczew–Dratów serie osadów morenowych i wodnolodowcowych stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego zagrzebane są pod miąższymi seriami zasypania rzeczno-icekowego z okresu interglacjału mazowieckiego oraz wodnolodowcowego i rzeczno-icekowego z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Różnica rzędnych położenia powierzchni stropu osadów morenowych stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego po obu stronach omawianej wyżej linii wynosi przeciętnie 20–40 metrów. Wydaje się bardzo prawdopodobne, że w wyniku zachwiania równowagi izostaticznej skorupy ziemskiej na skutek obciążenia powierzchni anomalnymi masami łądolodów, uaktywniły się tu niektóre stare strefy dyslokacyjne m.in. strefa osłabienia Kolechowice–Dratów, należąca do strefy dyslokacyjnej Kock–Łączna [strefy uskokowej Kocka – M.K.]. Przepuszczalnej aktywizacji uległa także strefa dyslokacyjna Hanny. Mamy tu do czynienia z objawami ruchów glacioregimagicznych. Od tego momentu blok Parczewa zrębu łukowskiego oraz blok Uścimowa zapadliska włodawskiego wykazywały stałe ruchy obniżające względem struktury Kocka, przy czym amplituda ruchów obniżających wzrasta w kierunku północno-wschodnim.

Również Harasimiuk i Henkiel (1980a) dostrzegli przejawy tych procesów na obszarze arkusza Łączna i tak je przedstawili:

Istotne zmiany w rozwoju rzeźby i budowy geologicznej, być może w związku z fazą intensywnych procesów neotektonicznych, nastąpiły w górnym stadiale zlodowacenia południowopolskiego. W dnie doliny Wieprza, na ściętych erozyjnie mułkach preplejstocenu osadziły się gliny zwałowe. Równocześnie lub w trakcie regresji łądolodu wody Wieprza zostały skierowane do utworzonej przez burzliwe procesy erozyjne rynny, dzisiejszym wododziałem Wieprza i Stawka do Ciechanek Krzesimowskich i dalej wprost ku północy, albo odgałęzieniem rynny do doliny Bystrzycy.

Podczas recesji łądolodu zlodowacenia Sanu 2 nastąpiła akumulacja osadów moren recesyjnych w rejonie Brzostówki, Rozkopaczewa i Kolechowic. Ciąg tych form zanika w dolinie Tyśmienicy, natomiast dalej kontynuuje się na obszarze arkusza Orzechów Nowy (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a, b; Kucharska, 2021). Ich brak w dolinie Tyśmienicy jest spowodowany późniejszą denudacją. Po ustąpieniu łądolodu z obszaru arkusza zostały zakumulowane osady wodnolodowowe. Wody niosące materiał rozmywały również wcześniej utworzone formy moren czołowych. Według

najnowszych poglądów (Lisicki, 2003; Marks i in., 2018; Hrynowiecka i in., 2019; Źarski, Kucharska, 2020) lądolód zlodowacenia Sanu 2 był ostatnim, który pokrył obszar arkusza Ostrów Lubelski.

Na przełomie zlodowacenia Sanu 2 i interglacjału mazowieckiego (interglacjału wielkiego) doszło do rozwoju procesów neotektonicznych (Liszkowski, 1979a; Harasimiuk, Henkiel, 1980a). Na południe od badanego obszaru nastąpiło wypiętrzenie południowej krawędzi Roztocza (Laskowska-Wysoczańska, 1979; Brzezińska-Wójcik, Kociuba, 2001), co miało ogromny wpływ na zmiany sieci hydrograficznej w całym rejonie Lubelszczyzny. Nastąpiło odcięcie górnej części dorzecza Prawieprza, który stracił swoją dawną rangę i zmienił bieg. Na południu obszaru arkusza odcinek tej rzeki wówczas częściowo zamarł, o czym świadczy brak miąższych osadów rzecznych w rejonie Dratowa–Krzczenia. W dolinie Prawieprza, w okolicy Puchaczowa (na obszarze arkusza Łęczna), zmianie uległ charakter środowiska sedymentacji z rzecznej na jeziorną (Harasimiuk, Henkiel, 1980a). Również na terenie arkusza Lubartów, w dolinie Prabysztrzycy (obecna dolina Wieprza), dominowała sedymentacja jeziorna (Łozińska-Stępień i in., 1985a). W tym czasie funkcjonowała natomiast dolina Prabysztrzycy w pobliżu Sobianowic, na terenie arkusza Lublin (Harasimiuk, Henkiel, 1982), co potwierdza obecność miąższych osadów piaszczysto-żwirowych interglacjału mazowieckiego, wykształconych podobnie jak utwory z rejonu Ostrowa Lubelskiego (Liszkowski, 1979a, b). Współczesna dolina Samocieczki łączyła wówczas doliny Prabysztrzycy i Prawieprza, które powiązane w ten sposób stanowiły główny ciek wodny podczas interglacjału mazowieckiego (Kucharska i in., 2023).

Po ustąpieniu ostatniego lądolodu zlodowaceń południowopolskich nastąpiło kolejne ocieplenie podczas interglacjału mazowieckiego. Na wysoczyznach panowała przez długi czas denudacja, po raz kolejny zostały uruchomione procesy krasowe. W obrębie istniejących dolin doszło do silnej erozji wgłębnej, aktywizowanej przez kompensacyjne ruchy postglacioizostatyczne. Ówczesne rzeki – Prabysztrzyca i Prawieprz – połączone doliną Samocieczki – wcięły się w podłoże na głębokość 20–50 m, jednak nie osiągnęły już takiej głębokości jak we wczesnym plejstocenie oraz podczas anaglacjalnej fazy zlodowaceń południowopolskich. Rozwój dolin w interglacjale mazowieckim tak scharakteryzował Liszkowski (1979a):

W późniejszych fazach interglacjału mazowieckiego przeważa akumulacja. Akumulacja ta postępowała cyklicznie. Początkowo akumulacja ograniczona była do stosunkowo wąskich stref dolinnych. Później, po wypełnieniu dolin wskutek ruchów obniżających, pra-Wieprz rozlewa się bardzo szeroko. Powstaje wówczas rozległa równina akumulacji rzecznej. Wskutek nierównomiernego obniżania się omawianego już bloku Parczewa i Uścimowa koryto pra-Wieprza spychane zostaje stopniowo

na wschód. Wyrazem tego jest przesuwanie się facji korytowej cyklu sedymentacji w środowisku rzeczonym interglacjału mazowieckiego w tym właśnie kierunku.

Pod koniec interglacjału mazowieckiego oraz w fazie anaglacjalnej zlodowaceń środkowopolskich nastąpiło zasypanie starych głębokich dolin.

Podobnie jak w poprzednich zlodowaceniach (glacjałach), zbliżający się lądolód zlodowaceń środkowopolskich spowodował zmianę zachodzących procesów morfologicznych. Rozdzielenie wiekowe utworów poszczególnych ogniw ze względu na podobną genezę i litologię osadów jest praktycznie niemożliwe, bowiem w tym czasie dochodziło do nakładania się na siebie wielokrotnie i naprzemiennie występujących procesów erozji i sedymentacji.

Na przełomie interglacjału mazowieckiego i zlodowaceń środkowopolskich dominowała erozja powierzchni wierzchowinowych, a w dolinach – erozja rzeczna. Na skutek tamowania na północy odpływu wód, w warunkach peryglacjalnych, w dolinach powoli zaczynała dominować akumulacja iłów, mułków i piasków rzeczno-jeziornych (rozlewiskowych) znanych z rejonu Głębokiego–Orzechowa-Kolonii (przekrój geologiczny A–B). Następnie zostały osadzone utwory rzeczno-peryglacjalne, co doprowadziło do stopniowego zasypywania dolin. Następową również intensyfikacja procesów denudacyjnych obszarów wierzchowinowych. Stopniowe podnoszenie poziomu wód spowodowało tworzenie się początkowo mniejszych zbiorników, a w rezultacie jednego dużego rozlewiska, które swoim zasięgiem objęło prawie cały obszar arkusza. Świadczy o tym rozprzestrzenienie utworów rzeczno-jeziornych (rozlewiskowych) i rzeczno-peryglacjalnych zlodowaceń środkowopolskich. Powierzchnie rozlewisk w krótkich odstępach czasu mogły sięgać na wysokość powyżej 170 m n.p.m. Wolne od wody pozostawały najwyżej położone tereny wysoczyzn zlodowaceń południowopolskich, na co dowód stanowią niecałkowicie zdenudowane osady tego wieku. Dalsze ochłodzenie spowalniało przepływy, aż doszło do ich całkowitego zamarcia. W utworzonym jeziorzysku (rozlewisku) zachodziła sedymentacja utworów piaszczysto-mułkowo-ilastych (reczno-jeziornych – rozlewiskowych). W warunkach peryglacjalnych doszło do całkowitego zamarznięcia zbiornika i zahamowania procesów sedymentacji zbiornikowej. Obszary wolne od lodu ulegały wówczas wzmożonej degradacji. Lokalnie tworzyły się pokrywy osadów eolicznych, a w obniżeniach postępowała sedymentacja utworów deluwialnych. W okresach cieplejszych przypowierzchniowa część zbiornika rozmarzała, a w przetainach odbywała się akumulacja osadów różnoklastycznych. Recesja lądolodu zlodowaceń środkowopolskich spowodowała odwrócenie cykli sedymentacyjnych. Początkowo w rozlewisku dominowała akumulacja utworów piaszczysto-mułkowo-ilastych, a wraz ze wzrostem ocieplenia postępował coraz większy przyrost osadów rzeczno-peryglacjalnych niesionych przez

wody supraglacialne. Odblokowanie odpływu w kierunku północnym spowodowało spłynięcie wód rozlewiska oraz częściową erozję (degradację) utworów zbiornikowych, najprawdopodobniej również starszych (sprzed zlodowaceń środkowopolskich). Nastąpiło zacieranie śladów wcześniejszych procesów. Ponownie powróciła erozja i akumulacja rzeczna. Na odsłoniętych obszarach rozwijała się erozja oraz kras, a lokalnie zapewne sedymentacja eoliczna.

W trakcie interglacjału lubawskiego (lubelskiego) na obszarach lądowych dominowała denudacja i akumulacja osadów klastycznych i organicznych w płytkich zbiornikach. W dolinach nasiliła się erozja rzeczna. W granicach terenu arkusza nie wydzielono osadów interglacjału lubawskiego. Liszkowski (1979a) zaliczył do tego okresu osady fitogeniczne – namuły i torfy z Zawieprzyc-Kolonii (otw. 56). Ze względu na zmianę stratygrafii utworów całego rejonu i brak dokładnych badań pozycja tych utworów jest bardzo niejasna.

W trakcie zlodowaceń środkowopolskich takich cykli, jak opisane powyżej, mogło być kilka i były one związane z poszczególnymi stadiami. Ta powtarzalność spowodowała częściowe lub całkowite zacieranie zapisu starszych procesów. Następowало mieszanie i zazębianie się osadów o różnej genezie oraz wieku zarówno w profilach pionowych, jak i poziomych. Jak sugerują Harasimiuk i inni (2004), podczas odwadniania lądolodu zlodowacenia Warty (stadiału mazowiecko-podlaskiego) w dolinie Tyśmienicy funkcjonował proglacialny trakt odpływu wód, wzdłuż którego następowała akumulacja serii różnych osadów. Nie wyklucza się, że z tego czasu pochodzą piaski i piaski ze żwirami rzeczno-peryglacialne z rejonu Uścimowa, Maśluch, Krasnego, Rozkopaczewa czy Zawieprzyc. Cykl sedymentacji w zlodowaceniach środkowopolskich zamyka akumulacja utworów rozlewiskowych, nieoddzielonych od podobnych litologicznie osadów zlodowaceń północnopolskich, które są szeroko rozpowszechnione na całym obszarze arkusza. Najprawdopodobniej w czasie spływania wód rozlewiska u schyłku zlodowacenia Odry nastąpiło odblokowanie rynny tworzącej obecnie przełom Wieprza w okolicach Łęcznej. Wieprz zmienił swoje koryto i przejął górny odcinek doliny Bystrzycy. Zamarła część doliny Prawieprza, którą obecnie zajmuje dolina Tyśmienicy (Krawczyk, Kucharska, 2022; Kucharska, Krawczyk, 2022, Kucharska i in., 2023).

Na badanym obszarze nie są znane żadne osady interglacjału eemskiego. Należy przypuszczać, że dalej rozwijała się erozja i akumulacja rzeczna, które nie były już tak intensywne i nie osiągnęły takiego zasięgu jak w poprzednim interglacjale. Na południu od badanego obszaru (na terenie arkusza Łęczna) Harasimiuk i Henkiel (1980a) ocenili głębokość, do której sięgnęła erozja, na 10–12 m. Na obszarach wysoczyznowych dominowały procesy deluwialne. W obniżeniach pozostałych po rozlewisku zlodowaceń środkowopolskich następowała sedymentacja osadów organogenicznych. Uaktywniły się zapewne procesy krasowe. Uformował się krajobraz pojezierny zbliżony do dzisiejszego.

Ochłodzenie związane ze zlodowaczeniami północnopolskimi spowodowało uruchomienie podobnych procesów jak w poprzednich okresach zimnych. Po okresie denudacji w interglacjale eemskim stopniowe podnoszenie poziomu wód wzmogło tempo akumulacji osadów rzecznych w dolinach. W tym czasie na obszarze arkusza były sedymentowane piaski i mułki znane z dolin Tyśmienicy, Wieprza i Bystrzycy oraz osady budujące taras nadzalewowy Wieprza i Bystrzycy (8,0–15,0 m n.p. rzeki). Tworzące się rozlewisko mogło osiągnąć podobny poziom jak wody w zlodowaczeniach środkowopolskich (na wys. ok. 170 m n.p.m.) W czasie podnoszenia się wód następowało rozmywanie starszych utworów i przemieszczanie ich w warunkach subakwalnych, sedymentacja jeziorno-rozlewiskowych osadów drobnoklastycznych, a przede wszystkim zacieranie starszej rzeźby. Badany obszar znalazł się w strefie peryglacjalnej. Na obszarach wysoczyznowych występowała silna przewaga denudacji nad akumulacją. Dominującymi procesami były soliflukcja oraz deflacja. Z tego czasu pochodzą także utwory poligenicznych akumulacyjno-wietrzeniowych pokryw peryglacjalnych. Ze względu na ich niewielką miąższość nie zostały one wydzielone w obrębie obszaru arkusza. W trakcie zlodowaceń północnopolskich zaczęły tworzyć się wydmy, rozległe pola piasków przewianych i mułków lessopodobnych oraz pokrywy lessowe znajdujące się na południe od badanego obszaru, na terenie arkusza Łęczna (Harasimiuk, Henkiel, 1980a; Krawczyk, Kucharska, 2022).

Pod koniec zlodowacenia Wisły, pod wpływem ocieplania się klimatu, wody spływające z południa zaczęły wkraczać na zamrzniętą taflę lodu rozlewiskowego i pokryty wieczną zmarzliną obszar. Wyrzeźbiły one w lodzie swoje koryta mogące być odwzorowaniem dawnych przepływów, w których były akumulowane osady różnoziarniste. W taki sposób najprawdopodobniej zostały osadzone utwory wałów rzeczno-peryglacjalnych, które po rozmarznięciu całego zbiornika i ustąpieniu wiecznej zmarzliny utworzyły charakterystyczne kręte formy wałowe (*sinuous ridges*), przypominające negatywy koryt rzek meandrujących (*inverted fluvial channels*). U schyłku zlodowaceń północnopolskich wzmogły się procesy erozji zarówno powierzchniowej, jak i w dolinach rzecznych. Ponownie zostały uruchomione procesy termokrasowe i krasowe. Stale obniżająca się baza erozyjna, zwłaszcza Wieprza i Bystrzycy, spowodowała silne drenowanie obszaru z wód rozlewiskowych. Proces ten po raz kolejny na nowo przemodelował powierzchnię terenu, dzięki czemu powstał szereg zagłębień oraz suchych i okresowo przepływowych dolin. Część wcześniej nagromadzonych osadów eolicznych, zwłaszcza w wydmach, uległa przeformowaniu, w czego konsekwencji straciły one swój pierwotny paraboliczny charakter. W tym czasie w dolinie Wieprza i Bystrzycy osadzały się piaski i mułki rzeczne i rzeczno-peryglacjalne tarasów nadzalewowych. W dolinie Tyśmienicy zaczęła dominować sedymentacja rzeczno-jeziorna osadów klastycznych. Począwszy od okresu borealnego

akumulacja zmieniła się w fitogeniczną, lokalnie zmiana ta zachodziła wcześniej. Liszkowski (1979a) opisywał te procesy w następujący sposób:

Powstają topogeniczne torfowiska niskie, przeważnie eutroficzne, głównie mechowiskowe (turzycowe, turzycowo-mszyste i mszyste) o miąższości do 6,5 metra. Równolegle w bezodpływowych zagłębieniach i misach pojeziornych w strefie wysoczyzny (właściwego pojezierza) powstają solinogeniczne torfowiska niskie złożone z torfów biofacji mechowiskowej oraz torfów przejściowych, wykształcone przeważnie na gytiach. W jeziorach powstają miąższe (do 11 metrów) serie gytii ilasto-wapiennej, rzadziej detrytusowej.

W dolinie Wieprza uległy osadzeniu piaski, mułki i gliny facji powodziowej, a w starorzeczach – piaski humusowe, mułki i żwiry, miejscami torfy.

Z gospodarczą działalnością człowieka wiązało się ponowne uruchomienie procesów eolicznych, co było efektem wyrębu lasów i melioracji obszarów bagiennych. Do bardzo dużych zmian, zwłaszcza hydrologicznych, doszło w trakcie budowy Kanału Wieprza-Krzny. Powstało wtedy, oprócz kanału głównego, wiele mniejszych kanałów, grobli i stawów. Na skutek osuszania terenu duża część obszarów bagiennych i rozlewiskowych uległa degradacji. W wyniku eksploatacji lokalnej bazy surowców mineralnych powstają formy degradacyjne po wyrobiskach poeksploatacyjnych, które w ostatnim czasie są poddawane stałej rekultywacji.

IV. PODSUMOWANIE

W wyniku aktualizacji wykonanego przez J. Liszkowskiego i jego zespół w latach 70. XX w. zdjęcia geologicznego obszaru arkusza Ostrów Lubelski powstała mapa odpowiadająca aktualnemu stanowi wiedzy geologicznej. Całość opracowania pod względem merytorycznym i graficznym dostosowano do obowiązującej Instrukcji... z 2004 r. Efekty przeprowadzonych badań kameralnych, terenowych i laboratoryjnych pozwoliły w ograniczonym zakresie na ponowne rozpoznanie budowy geologicznej utworów powierzchniowych oraz określenie genezy osadów czwartorzędowych i podścielających je starszych skał.

W wyniku wyżej wymienionych prac wprowadzono w aktualizowanym opracowaniu wiele istotnych zmian:

- zarówno mapa geologiczna, jak i poszczególne załączniki do niej (zasięgi wydzielen geologicznych i form geomorfologicznych) powstały na podstawie wyników badań terenowych przy

- użyciu GPS oraz analizy numerycznego modelu terenu (NMT) i ortofotomapy, na której bazie naniesiono aktualne zasięgi zbiorników wodnych;
- opracowanie uzupełniono o wiedzę z materiałów archiwalnych powstałych po opublikowaniu pierwszej wersji mapy obszaru arkusza (Liszkowski, 1979a, b). Uwzględniono również wyniki analiz danych z wielu nowych otworów wiertniczych, badań geofizycznych i sejsmicznych, a także z badań nad złożami węgla i innymi surowcami energetycznymi;
 - w opracowaniu wykorzystano informacje z profili otworów wykonanych po 1979 r. Posłużono się także danymi z ponownie opracowanych profili starszych otworów, dokumentujących skały o wieku od syluru do karbonu (projekt Weryfikacja profili stratygraficznych 2008). Na ich podstawie na nowo wyznaczono granice geologiczne osadów poszczególnych poziomów stratygraficznych;
 - w profilu utworów dewonu dolnego wydzielono jedynie osady żedynu i dewonu dolnego nierozdzielonego, natomiast zrezygnowano z zamieszczenia osadów dewonu środkowego, których obecność Liszkowski (1979a) poddawał w wątpliwość i pisał: „Brak podstaw dla bliższego określenia wieku omawianych osadów”;
 - wykorzystano szczegółowe opisy poszczególnych formacji skalnych i na nowo wyznaczono granice utworów poszczególnych pięter i podpięter karbonu, tym samym dostosowano stratygrafię do wymogów Instrukcji... z 2004 r.;
 - w profilu osadów jury środkowej wydzielono utwory batonu górnego i keloweju, które w poprzednim opracowaniu były przedstawiane łącznie. Rozdzielono również osady oksfordu na utwory oksfordu dolnego i środkowego, przez Liszkowskiego (1979a) traktowane jako nierozdzielone;
 - na podstawie danych z nowo opracowanych otworów wiertniczych (Weryfikacja profili stratygraficznych 2008) zmieniono podział stratygraficzny osadów kredy górnej i w ich profilu wydzielono utwory cenomanu, turonu, koniaku + santonu, kampanu i mastrychtu. W opracowaniu Liszkowskiego (1979a) w podziale osadów górnokredowych występowały utwory cenomanu, turonu + koniaku dolnego, koniaku górnego + santonu, kampanu + mastrychtu dolnego oraz mastrychtu górnego;
 - w osadach paleogenu dodano wydzielenie paleocenu dolnego (danu), którego utwory zostały udokumentowane w rejonie jeziora Dratów (otw.: 79, 81 i 82). Włączono także do profilu paleogenu osady wcześniej uznawane za mioceńskie (Liszkowski, 1979a);
 - zgodnie z wynikami najnowszych badań, a także na podstawie aktualnych publikacji związanych m.in. z przesunięciem dalej na północ zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich zmieniono stratygraficzną, genetyczną oraz litologiczną klasyfikację szeregu osadów plejstocęńskich;

- w obrębie utworów plejstocenu dolnego zmieniono wydzielenie mułków węglistych koluwalnych na mułki (humusowe) jeziorno-deluwialne, co jest zgodne z obowiązującą obecnie Instrukcją... z 2004 r.;
- na podstawie wyników badań wieku bezwzględnego osadów oraz najnowszych badań, prowadzonych przez różnych autorów w regionie obszaru badań, w obrębie utworów zlodowaceń południowopolskich wydzielono dwa poziomy glin zwałowych i utwory je rozdzielające. Część osadów oznaczanych pierwotnie jako młodsze (Liszkowski, 1979a) została przyporządkowana do utworów zlodowaceń południowopolskich, np. gliny zlodowacenia Sanu 2 były wcześniej zaliczane do profilu osadów stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (tab. 3). Poziomom glin towarzyszą w profilu odpowiednio osady wodnolodowcowe i zastoiskowe;
- w świetle wyników najnowszych badań dotyczących regionu, własnych obserwacji terenowych, datowań wieku bezwzględnego oraz analizy wysokorozdzielczego obrazu NMT zmieniono rangę wydzieleni większości osadów zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich. Zmiany te wpłynęły na obraz mapy geologicznej, a także na wygląd przekrojów geologicznych i innych załączników graficznych;
- w związku ze zmianą stratygrafii osadów znacznie zmodyfikowano klasyfikację wydzieleni geomorfologicznych omówionych we wcześniejszym opracowaniu, a zwłaszcza kemów, tarasów pseudokemowych czy moren martwego lodu. Dzięki wykorzystaniu analizy obrazu NMT oraz wyników badań terenowych przy użyciu GPS wyznaczono nowe zasięgi wielu form. Zrezygnowano z wydzielenia piasków i żwirów rezyduów po osadach wodnolodowcowych i lodowcowych interstadiału pilickiego (stratygrafia niezgodna z Instrukcją... z 2004 r.), a w większości przypadków zaklasyfikowano je jako utwory silnie zdenudowanych recesyjnych moren czołowych zlodowacenia Sanu 2. Formy te kontynuują się na terenie arkusza Orzechów Nowy. W niniejszym opracowaniu oznaczono również nowe formy geomorfologiczne – wały rzeczno-peryglacjalne (*sinuous ridges*) i wydzielono budujące je osady rzeczno-peryglacjalne (w wałach) – *inverted fluvial channels*;
- na podstawie wyników badań geofizycznych i danych z nowych otworów wiertniczych na nowo zinterpretowano budowę podłoża podczwartorzędowego (tabl. II);
- na bazie wyników najnowszych badań (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017), przedstawiono dodatkowo całkiem nowe spojrzenie na rozwój tektoniczny obszaru Lubelszczyzny, a zwłaszcza na powstanie tzw. strefy uskokowej Kocka (SUK);
- dostosowano litologicznie (i w miarę możliwości stratygraficznie) wydzielenia geologiczne położone na terenach stykowych z obszarami sąsiednich arkuszy SMGP;

— na obszarze arkusza za pomocą badań palinologicznych udokumentowano nowe stanowisko osadów interglacjału mazowieckiego (punkt dok. 2).

Ze względu na zasięg prac aktualizacyjnych, a zwłaszcza na brak możliwości wykonywania sond ręcznych, nie udało się wyjaśnić wszystkich problemów, które we wcześniejszym opracowaniu zasygnalizował Liszkowski (1979a). Wiele z tych spornych zagadnień, takich jak tektonika obszaru, budowa starszego podłoża i występowanie złóż surowców, wykracza poza zakres problematyki poruszanej w obecnych opracowaniach arkuszy SMGP.

Problem wyznaczenia zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry na obszarze arkusza był analizowany przez Liszkowskiego (1979a), który uważał, że teren badań był tylko częściowo nim pokryty. Na obecnym etapie badań sugeruje się przesunięcie linii zasięgu daleko na północ (Lisicki, 2003; Czubla i in., 2013, 2019; Terpiłowski i in., 2013; Marks i in., 2018; Hrynowiecka i in., 2019; Żarski, Kucharska, 2020), jednak potwierdzenie tej tezy wymaga dalszych badań.

Ze względu na brak możliwości wykonywania otworów czy sond w ramach prac aktualizacyjnych do tej pory nie znaleziono na badanym terenie osadów interglacjału eemskiego. Po zakończeniu prac kartograficznych na potrzeby poprzedniego opracowania nie udokumentowano tych utworów w nowszych otworach (studziennych, złożowych czy inżynierskich). Nie została również wyjaśniona do końca geneza jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. W środowiskach naukowych dalej trwa na ten temat dyskusja.

W trakcie aktualizacji opracowania obszaru arkusza ujawnił się szereg problemów, które w toku podjętych w nadchodzących latach robót i prac geologicznych powinny zostać rozwiązane. Ze względu na ściśle określony zakres zagadnień podejmowanych w niniejszym opracowaniu, a także ograniczone możliwości wykonania badań będących do dyspozycji autora, nie udało się w pełni wyjaśnić następujących kwestii, do których należą:

- sprawa tektoniki strefy uskoku Kocka (SUK) i obszarów przyległych, która pozostaje cały czas otwartym tematem do dyskusji;
- określenie zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich i jego wpływu na obszar badań, co wymaga dalszych analiz, a w szczególności badań palinologicznych;
- badania wieku, zasięgu oraz genezy utworów powierzchniowych, które muszą być bardziej szczegółowe;
- udokumentowanie na obszarze arkusza obecności rynien subglacjalnych znanych z terenów sąsiednich arkuszy SMGP (np. arkuszy Łęczna czy Orzechów Nowy). W wyjaśnieniu tej kwestii będzie potrzebne przeprowadzenie badań geofizycznych;

- problematyka odwróconych paleokoryt rzeczno-peryglacjalnych, która wymaga doprecyzowania ich wieku, mechanizmu powstawania oraz związku z osadami starszymi i podłożem podczwartorzędowym. Jest to całkiem nowe zagadnienie, które ujawniło się podczas prac aktualizacyjnych, a jego doprecyzowanie wymusi wykonanie szczegółowych analiz: terenowych (odwiercenie sond lub otworów), kameralnych (analizy obrazu NMT) i laboratoryjnych;
- geneza i wiek powstania przełomu Wieprza w rejonie Łęcznej;
- zagadnienie rozwoju zjawisk termokrasowych i ich wpływu na obecną morfologię terenu, również wymagające uszczegółowienia.

Warszawa, 2021 r.

LITERATURA

- Aleksandrowski P., Buła Z., 2017 — Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie) 1:5 000 000. W: Atlas Geologiczny Polski (Nawrocki J., Becker A., red.). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Aleksandrowski P., Mazur S., 2017 — O nowych rozwiązaniach tektonicznych w Atlasie geologicznym Polski. *Prz. Geol.*, **65**, 12.
- Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, **51**, 4.
- Antonowicz L., Iwanowska E., 2003a — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich – odpowiedź. *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Antonowicz L., Iwanowska E., 2003b — Waryscyjskie deformacje obszaru lubelskiego na podstawie interpretacji danych sejsmicznych. Implikacje poszukiwawcze. *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Antonowicz L., Iwanowska E., 2004 — Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. *Prz. Geol.*, **52**, 2.
- Bałaga K., 1990 — The development of Lake Łukcze and changes in the plant cover of the south-western part of the Łęczna-Włodawa Lake District in the last 13 000 years. *Acta Palaeobot.*, **30**, 1.
- Bałaga K., 2007a — Changes in the natural environment recorded in the sediments of the Karaśne lake-mire complex (Lublin Polesie, E Poland). *Geochron.*, **29**.
- Bałaga K., 2007b — Transformation of lake ecosystem into peat bog and vegetation history based on Durne Bagno mire (Lublin Polesie, E Poland). *Geochron.*, **29**.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2002 — Lithostratigraphic record of the development of lake Karaśne (Lublin Polesie, E Poland) in late glacial and holocene. *Limn. Rev.*, **2**.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2006 — Późnoplejstocenska i holocenska ewolucja torfowiska Durne Bagno (Polesie Lubelskie). *Prz. Geol.*, **54**, 1.
- Baraniecka M.D., 1975 — Znaczenie profilu z Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. *Kwart. Geol.*, **19**, 3.
- Bełka Z., Narkiewicz M., 2008 — Devonian. W: The geology of central Europe (McCann T., red.). 1. Precambrian and Paleozoic. Geol. Soc., London.

- Brzezińska-Wójcik T., Kociuba W., 2001 — Transformacja roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza w plejstocenie. *Prz. Geol.*, **49**, 3.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Inst. Geol., Warszawa.
- Butrym J., Harasimiuk M., Henkiel A., 1982 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lublin (749). Inst. Geol., Warszawa.
- Czerwińska-Tomczyk J., Gil R., 2004a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Czerwińska-Tomczyk J., Gil R., 2004b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Czerwińska-Tomczyk J., Łusiak R., 2005 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Pierwszy poziom wodonośny. Występowanie i hydrodynamika. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Czubla P., Godlewska A., Terpiłowski S., Zieliński T., Zieliński P., Kusiak J., Pidek I.A., Małek M., 2013 — Glacial till petrography of the South Podlasie Lowland (E Poland) and stratigraphy of the Middle Pleistocene Complex (MIS 11-6). W: Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. Wilno-Troki, 25–30 czerwca.
- Czubla P., Terpiłowski S., Orłowska A., Zieliński P., Zieliński T., Pidek I. A., 2019 — Petrographic features of tills as a tool in solving stratigraphical and paleogeographical problems – a case study from Central-Eastern Poland. *Quatern. Inter.*, **501**.
- Dadlez R., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich – dyskusja. *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Dembowski Z., Porzycki J. (red.), 1988 — Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**.
- Dobrowolski R., 1995 — Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **65**, 1–4.
- Dobrowolski R., 1998 — Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., 2000 — Torfowiska węglanowe w okolicach Chełma – geologiczne i geomorfologiczne warunki rozwoju. W: Walory przyrodnicze Chełmskiego Parku Krajobrazowego i jego najbliższych okolic (Łętowski J., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., 2006 — Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., 2009 — Glaciotectonic deformations of the Upper Cretaceous rocks: evidence from the chalk quarry in Chełm (Lublin region, Eastern Poland). *Geologija*, **51**, 3–4.
- Dobrowolski R., Harasimiuk M., 2002 — Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Polesia. *Acta Agrophys.*, **66**.
- Dobrowolski R., Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., 2014 — Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Rztocza. *Prz. Geol.*, **62**, 1.

- Dobrowolski R., Terpiłowski S., Zaleski I., 2004 — Paleomorfologia podczwartorzędowa zachodniego Polesia i jej wpływ na przebieg odrzańskich (dnieprzańskich) procesów glacialnych. W: *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska* (Michalczyk Z., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Doktór S., Wilczyński M.S., 1981 — Wstępne dane o tektonice permomezozoiku LZW w świetle prac fotointerpretacyjnych. *Prz. Geol.*, **29**, 2.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1990 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dziadzio P.S., Gaździcka E., Ploch I., Smoleń J., 2004 — Biostratygraphy and sequence stratigraphy of the lower Cretaceous in Central Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**, 2.
- Feldman-Olszewska A., 2011 — Jura. W: *Parczew IG 10* (Paczeńska J., red.). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 130.
- Formowicz R., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714), plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Formowicz R., Grędyś A., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714), plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Formowicz R., Marszałek S., Kwecko P., Miecznik J., 2011 — Objąsnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałka M., Wilk S., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714), plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gardziel Z., Harasimiuk M., 2004 — Polska południowo-wschodnia. Polesie Lubelskie, Wyżyna Lubelska. W: *Glacitektonika wybranych obszarów Polski* (Ber A., Krzyszkowski D., red.). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 408.
- Gaździcka E., Ploch I., Smoleń J., 2003 — Biostratygrafia kredy dolnej w środkowej i południowo-wschodniej Polsce. *Prz. Geol.*, **51**, 3.
- Granoszewski W., 2023 — Wyniki badań analizy pyłkowej osadów organicznych z Garbatówki, Rozkopaczewa i Wincentowa. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- Grocholski A., Ryka W., 1995 — Carboniferous magmatism of Poland. W: *The carboniferous system in Poland* (Zdanowski A., Żakowa H., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**.
- Gurba L., Zdanowski A. (red.), 1989 — Opracowanie map geologicznych i złożowych Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.
- Hakenberg M., Świdrowska J., 2001 — Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **71**, 1.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1980a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łęczna (750). Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łęczna (750). Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1981 — Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwart. Geol.*, **25**, 1.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1982 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lublin (749). Inst. Geol., Warszawa.

- Harasimiuk M., Henkiel A., Król T., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piaski (787). Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Król T., 1988 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piaski (787). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Sz wajgier W., Jezierski W., 2015 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Siedliszcze (751). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Harasimiuk M., Sz wajgier W., Jezierski W., 2017 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Siedliszcze (751). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Harasimiuk M., Sz wajgier W., Terpiłowski S., 2004 — Wpływ ładolodu zlodowacenia Warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej. W: Zlodowacenie Warty w Polsce (Harasimiuk M., Terpiłowski S., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Harris D.R., 1980 — Exhumed Paleochannels in the Lower Cretaceous Cedar Mountain Formation Near Green River, Utah. *Brigham Young Univ. Geol. Stud.*, **27**, 1.
- Hayden A.T., Lamb M.P., Fischer W.W., Ewing R.C., McElroy B.J., Williams R.M.E., 2019 — Formation of sinuous ridges by inversion of river-channel belts in Utah, USA, with implications for Mars. *Icarus*, 332.
- Helcel-Weil M., Dzięgielowski J., Florek R., Maksym A., Słyś M., 2007 — Wyniki złożowe dotychczasowych prac poszukiwawczych w basenie lubelskim w aspekcie nowych możliwości poszukiwań złóż węglowodorów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Henkiel A., 2001 — Geologia i geomorfologia Wyżyny Lubelskiej i Roztocza jako centralnego odcinka wału metakarpackiego. W: Mat. 4. Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski: Neotektonika, morfotektonika, sejsmotektonika – stan badań i perspektywy rozwoju (Zuchiewicz W., red.). Kraków, 3–4 września.
- Hooper R.J., Antonowicz L., Iwanowska E., Hatcher J.R. jr, 2002 — The limit of Variscan deformation in southeastern Poland and the origin of the Lublin syncline. *Geol. Soc. Amer., Abstract with Programs*, **34**, 6.
- 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.
- Jacobsen R.E., Burr D.M., 2017 — Dichotomies in the fluvial and alluvial fan deposits of the Aeolis Dorsa, Mars: Implications for weathered sediment and paleoclimate. *Geosphere*, **13**, 6.
- Jahn A., 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1977 — Analiza pyłkowa osadów z wiercenia Kaznów 0S-14. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Janiec B., 2007 — Geneza mis jezior łączyńsko-włodawskich: hipoteza a rzeczywistość rozwoju termokrasu głębokiego. W: Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym (Michalczyk Z., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Janiec B., 2014 — Geneza mis jeziornych Pojezierza Łączyńsko-Włodawskiego: hipotezy a rzeczywistość rozwoju krasu węglanowego. *Prz. Geol.*, **62**, 5.
- Jersak J., Sendobry K., Śnieszko Z., 1992 — Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce. *Pr. Nauk. UŚ*, 1227.
- Kasiński J.R., 2016 — Złoża bursztynu północnej Lubelszczyzny: historia poznania, budowa geologiczna, perspektywy. W: Lubelski bursztyn – znaleziska, geologia, złoża, perspektywy. Wyd. Stellarium, Kraków.
- Krawczyk M., Kucharska M., 2022 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łączna (750) (wraz z Objąsneniami) — aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.

- Krassowska A., 1997 — Kreda górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchłowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Krzeszowska E., Kokowska-Pawłowska M., 2017 — Charakterystyka geochemiczna poziomów z fauną słodkowodną formacji z Lublina z Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Gosp. Sur. Miner.*, **33**, 1.
- Krzywiec P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Krzywiec P., 2009 — Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, 475.
- Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufraś M., Hatcher R.D. jr, Buffenmyer V., Kurovets I., 2015 — The eastern extent of the Variscan belt in SE Poland and W Ukraine revisited. EGU General Assembly, Wiedeń, Austria.
- Krzywiec P., Narkiewicz M., 2003 — O stylu strukturalnym kompleksu dewońsko-karbońskiego Lubelszczyzny na podstawie wyników interpretacji danych sejsmicznych. *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Kucharska M., 2021 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715) (wraz z Objasnieniami) — aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kucharska M., Danel W., 2010 — Poleski Park Narodowy. Mapa Geologiczno-Turystyczna 1:30 000. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Kucharska M., Krawczyk M., 2022 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubartów (713) (wraz z Objasnieniami) — aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kucharska M., Krawczyk M., Hrynowiecka A., 2023 — Ewolucja sieci hydrograficznej w środkowym odcinku dorzecza Wieprza. [w przygotowaniu]
- Kucharska M., Żarski M., Przasnyska J., Tekielska A., 2020a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Siedlce, wyd A. 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. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kufraś M., Gągała Ł., Krzywiec P., 2014 — Two-wavelength folding in the Lublin Basin (Central Poland) indicates a depth- and lithology-dependent role of the layer-parallel-shortening. *Geol. Sudet.*, **42**.
- Kufraś M., Krzywiec P., 2015 — New structural model of the Kock Fault Zone (Lublin Basin, SE Poland). Abstrakt konferencyjny. 13-th Meeting of the Central European Tectonic Studies Groups (CETeG). Kadań, 23–24 kwietnia.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1979 — Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Rotocza. *Prz. Geol.*, **27**, 6.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- 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., 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 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677). Inst. Geol., Warszawa.
- Łusiak R., Majewski R., 2010a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1: 50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Pierwszy poziom wodonośny. Jakość wód. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Łusiak R., Majewski R., 2010b — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1: 50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Pierwszy poziom wodonośny. Wrażliwość na zanieczyszczenie. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Maizels J.K., 1987 — Plio-Pleistocene raised channel systems of the western Sharqiya (Wahiba), Oman. *W: Desert sediments: ancient and modern* (Frostick L., Reid L., red.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 35.
- Małek M., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., 2011c — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łuków. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Marek S., 1988 — Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1.
- Marek S., Rajska M., Szejn J., Waksmundzka M., Dadlez J., 1997 — Kreda dolna (berias–alb górny). *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (Marek S., Pajchłowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- 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. Intern.*, **478**.
- Marszałek S., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1: 50 000, ark. Ostrów Lubelski (714), plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Maruszczak H., 1974 — Zagadnienie genezy i wieku przełomu Wieprza pod Łęczną. *W: Przew. 12. Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr. Lublin*, 28–31 sierpnia.
- 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-warysejski* (Oberc J. i in., red.). Sesja Komis. Tekt. Kom. Nauk Geol. PAN. Wrocław, 17–18 listopada.
- Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin*, 3–5 września.
- Musiał Ł., Tabor M., 1988 — Stratygrafia karbonu na podstawie makrofauny. *W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego* (Dembowski Z., Porzycki J., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**.
- Musiał Ł., Tabor M., Żakowa H., 1995 — Macrofauna. *W: The Carboniferous system in Poland* (Zdanowski A., Żakowa H., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**.
- Narkiewicz M., 1999 — Variscan structure and history of the TESH in south-eastern Poland. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, **65**.
- Narkiewicz M., 2002a — Middle Devonian epicontinental basin development in SE Poland: a role of crustal discontinuities. *Proceedings, International Symposium Geology of the Devonian System. Syktywkar*, 9–12 lipca.

- Narkiewicz M., 2002b — Przedpole orogenu waryscyjskiego w południowej Polsce — etapy tektonicznego rozwoju basenów w dewonie i karbonie. *Prz. Geol.*, **50**, 12.
- Narkiewicz M., 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Narkiewicz M. (red.), 2005 — Budowa geologiczna i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Narkiewicz M., 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3.
- Narkiewicz M., 2011 — Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno- regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**.
- Narkiewicz M., Dadlez R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski— zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5.
- Narkiewicz, M., Jarosiński, P., Krzywiec, P., Waksmundzka, M., 2007 — Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji rowu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 422.
- 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: result of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Intern. J. Earth Sci.*, **104**, 3.
- Narkiewicz M., Miłaczewski L., 1998 — Perspektywy występowania złóż węglowodorów na obszarze pomorskim i radomsko-lubelskim basenu dewońskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Narkiewicz M., Miłaczewski, L., Krzywiec P., Szewczyk J., 1998a — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998b — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Niemczycka T., 1976 — Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Pr. Inst. Geol.*, **77**.
- Nowacki Ł., 2009 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Olszewska B., 2001 — Stratygrafia malmu i neokomu podłoża Karpat fliszowych i zapadliska w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Prz. Geol.*, **49**, 5.
- Otwory wiertnicze. Kolechowice 19. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/3056751> (dostęp 15.03.2023 r.).
- Otwory wiertnicze. Kolechowice IG-1. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information//118560> (dostęp 15.03.2023 r.).
- Otwory wiertnicze. Łęczna 19. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/116998> (dostęp 15.03.2023 r.).
- Otwory wiertnicze. Łęczna 20. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/116985> (dostęp 15.03.2023 r.).
- Otwory wiertnicze. Łęczna IG-4. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/118553> (dostęp 15.03.2023 r.).
- Otwory wiertnicze. Łęczna IG-10. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/118563> (dostęp 15.03.2023 r.).

- Otwory wiertnicze. Piaseczno IG-1. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/118574> (dostęp 15.03.2023 r.).
- Otwory wiertnicze. Rozkopaczew 1. <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/126506> (dostęp: 15.03.2023 r.).
- Pacanowski G., Czerniak P., Sobótka P., Bąk T., Piechota A., 2021 — Raport z badań geofizycznych wykonanych metodą tomografii elektrooporowej (ERT) w ramach tematu: Aktualizacja SMGP (pierwszy etap 160 arkuszy). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla ark. Ostrów Lubelski SMGP 1 :50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pańczyk M., Nawrocki J., 2015 — Tournaisian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for alkaline basalts from the Lublin Basin (SE Poland). *Geol. Quart.*, **59**, 3.
- Pelc T., 1999 — Dewońsko-karboński diapiryzm sylurskich osadów ilastych basenu lubelskiego. 5. Konf. Nauk.-Techn. Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska. Kraków, 23 czerwca.
- Piękoś P., Różycki A., 2018 — Poleski Park Narodowy 1:40 000. Wyd. Kartogram.
- 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.
- Porzycki J., 1984 — Zarys geologii Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 6–8 września.
- Porzycki J., 1988 — Pozycja geologiczna i strukturalna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Dembowski Z., Porzycki J., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**.
- Pożaryski W., 1986 — Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. *Prz. Geol.*, **34**, 3.
- Pożaryski W., Tomczyk H., 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Prz. Geol.*, **41**, 10.
- Radwan S. (red.), 2002 — Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza. Wyd. Morpol, Lublin.
- Rudzińska-Zapaśnik T., 1988 — Zarys geologii nadkładu karbonu W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Dembowski Z., Porzycki J., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**.
- Rzechowski J., Gronkowska B., 1964 — Charakterystyka sedymentologiczna osadów plejstocenijskich przekroju Serniki (woj. lubelskie). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Seremet E., Górecki J., 2012 — Podstawowe kryteria możliwości podziemnego zgazowania węgla w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Zesz. Nauk. Inst. Gosp. Surowc. Miner. i Energ. PAN*, 83.
- Słodkowska B., 2004 — Palinologiczny zapis trzeciorzędu w dolinie środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, **52**, 1.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Uwarunkowania klimatyczne i środowiskowe powstawania bursztynu bałtyckiego. W: Lubelski bursztyn – znaleziska, geologia, złoża, perspektywy. Wyd. Stellarium, Kraków.
- Słodkowska B., Żarski M., 1991 — Podłoże czwartorzędu w okolicach Ryk i Dębina. *Prz. Geol.*, **39**, 11–12.
- 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., Ziąja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2.

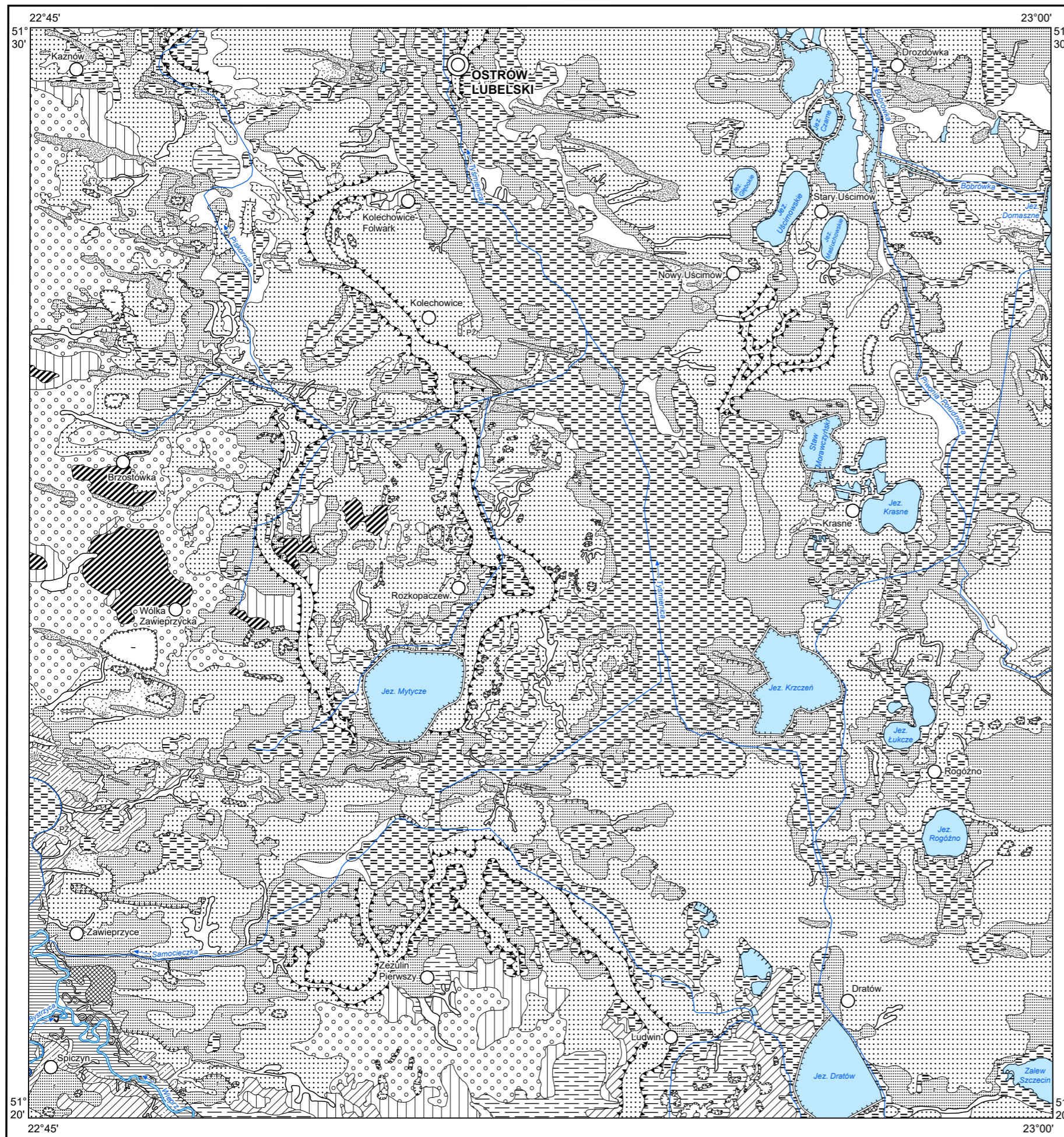
- Stochlak J., 1979a – Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Inst. Geol., Warszawa.
- Stochlak J., 1979b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Inst. Geol., Warszawa.
- Stokes W.L., 1961 — Fluvial and eolian sandstone bodies in the Colorado Plateau. W: Geometry of sandstone bodies, a symposium (Petersen J.A., Osmond J.C., red.). *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **45**, 2.
- Stuchlik L., 1975 — Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych z Ponurzyca (rejon Otwocka). *Kwart. Geol.*, **19**, 3.
- Sztejń J., 1996 — Stratygraphy of the Jurassic/Cretaceous Boundary in South-Eastern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **44**, 2.
- Szydeł Z., Szydeł R., 1984 — Tektoniczne założenia rynien dolnojurajskich i ich rozprzestrzenienie w północnej części Centralnego Rejonu Węglowego LZW. *Prz. Geol.*, **32**, 6.
- Świdrowska J., 2007 — Kreda w regionie lubelskim – sedymentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Czubla P., Pidek I.A., Kusiak J., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., Mroczek P., Hrynowiecka A., 2013 — Klimatyczne cykle kompleksu środkowopolskiego w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (wschodnia Polska). W: Mat. 20. Konf. Stratygrafii Plejstocenu Polski: Plejstocen Przedpola Sudetów Środkowych. Lasocin, 2–6 września.
- Tomaszczyk M., 2015 — Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Rozprawa 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.
- Turnau E., 1985 — Poziomy sporowe w formacjach dewońskich rejonu Pionek (polska centralna). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **55**, 3–4.
- Uberna J., 1976 — Możliwości występowania fosforytów górnokredowych i paleogęńskich w rejonie lubelskim oraz dokumentacja geologiczna 11 otworów wiertniczych wraz z szacunkowym obliczeniem zasobów dla rejonu Łąkoci i Glinnego Stoku. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Waksmundzka M.I., 1998 — Architektura depozycyjna basenu karbońskiego Lubelszczyzny. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Waksmundzka M.I., 2007 — Karbon. Wyniki badań litologicznych, sedymentologicznych i stratygraficznych. W: Lublin IG 1 (Waksmundzka M.I., red.). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 119.
- Waksmundzka M.I., 2019 — Karbon. Litologia, stratygrafia i sedymentacja. W: Wilga IG 1 (Waksmundzka M.I., Wójcik K., red.). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 157.
- Walaszczyk I., Peryt D., 1996 — Inoceramid-foraminiferal biostratygraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 11/12.
- Wilgat T., 1994 — Spory wokół jezior łączniisko-włodawskich. W: Ogólnopolski Zjazd Pol. Tow. Geogr. Przew. wycieczk. (Wilgat T., red.). Lublin, 1–4 września.
- Wilgat T., 2002 — From the history of research on and the conservation of the Łęczna-Włodawa Lakes. *Limnological Rev.*, 2.
- Williams R.M.E., Irwin III R.P., Zimbelman J.R., 2009 — Evaluation of paleohydrologic models for terrestrial inverted channels: Implications for application to martian sinuous ridges. *Geomorphology*, **107**.
- Witwicka E., 1975a — Mikrofauna w osadach kredy górnej (otwór Parczew IG 3). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Witwicka E., 1975b — Opracowanie mikropaleontologiczne 6 próbek z wiercenia Parczew IG 4. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wojtanowicz J., 1993 — O termokrasowej genezie jezior łączyńsko-włodawskich. W: Morfologia gór średnich (Chmal H., Traczyk A., red.). 2. Zjazd Geomorfologów Pol. Streszczenia referatów i przew. wycieczk. Łądek-Zdrój, 4–7 październik.
- Wojtanowicz J., 1994 — O termokrasowej genezie jezior łączyńsko-włodawskich. *Ann. UMCS Sect. B*, **49**, 1.
- Zagwijn W.H., 1963 — Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. *Mededelingen. Geol. Sticht. Nieuwe Ser.*, 16.
- Zdanowski A. (red.), 1990 — Opracowanie lito- i biostratygrafii oraz petrografii utworów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.
- Zdanowski A. (red.), 1999 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Zdanowski A., 2007 — Rozpoznanie złóż węgla kamiennego i boksytów w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Zdanowski A., 2010 — Jakość węgla w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 439, 1.
- Zdanowski A., 2011 — Zasoby węgla kamiennego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Gór.*, **67**, 7–8.
- Zdanowski A., 2016 — Poziom morski z *Dunbarella* i jego znaczenie w korelacji serii węglonośnej karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Gór.*, **72**, 4.
- Zdanowski A., Shulga V., 2008 — Złoże węgla kamiennego w strefie przygranicznej Polski i Ukrainy. 1. Polski Kongres Geologiczny. Abstrakty. Kraków, 26–28 czerwca.
- Żarski M., Kucharska M., 2020 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Siedlce. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślącza A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja Tektoniczna Polski. Kom. Nauk Geol. PAN, Wrocław.
- Żelichowski A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Z badań tektonicznych w Polsce. **3**. *Biul. Inst. Geol.*, 263.
- Żelichowski A.M. 1978 — Przekrój przez strukturę Niedrzwicy W: Niedzwica IG 1 (Niemczycka T., red.). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 45.
- Żelichowski A.M., 1983a — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od dewonu. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (Żelichowski A.M., Kozłowski S., red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1983b — Mapa tektoniczna 1:300 000. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (Żelichowski A.M., Kozłowski S., red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1984 — Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 6–8 września.
- Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., Porzycki J., 1983 — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (Żelichowski A.M., Kozłowski S., red.). Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Ostrów Lubelski (714)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Pokrywy pyłowe

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasów akumulacyjnych zalewowych (0,0–1,5 m n.p. rzeki Wieprza i Bystrzycy)
- Tarasy akumulacyjne zalewowe (1,5–3,0 m n.p. rzeki Wieprza i Bystrzycy)
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne nadzalewowe (8,0–15,0 m n.p. rzeki Wieprza i Bystrzycy)
- Równiny rzeczno-peryglacialne
- Wały rzeczno-peryglacialne
- Starorzecza
- Krawędzie tarasów (Wieprza i Bystrzycy)

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Suche doliny
- Stożki napływowe
- Krawędzie (denudacyjne)
- Zagłębienia termokrasowe

Formy krasowe

- Zagłębienia (leje) krasowe

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

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



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Ostrów Lubelski (714)

SZKIC GEOLOGICZNO ODKRYTY

Skala 1:75 000

PALEOGEN	{ EOCEN PALEOOCEN	E₃	Piaski i piaski ze żwirami Piaski i mułki glaukonitowe z fosforytami, żwirami kwarcowymi oraz rogowcami	EOCEN GÓRNY
		Pc₁	Iły pyłowate	PALEOOCEN DOLNY
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr_m	Kreda pizująca, margle i opoki	MASTRYCHT

----- Granice geologiczne

○ Wychodnie utworów starszych od czwartorzędu

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

—160— a Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- - -150- - b a. pewne, b. przypuszczalne

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
(symbol oznacza wiek: E₃ – eocen górny, Pc₁ – paleocen dolny,
Cr_m – mastycht, Cr_{cn} – koniak, Cr₃ – kreda górna, Cr – kreda;
liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu w m. n.p.m.)

A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

