PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Dariusz WIECZOREK i Andrzej STOIŃSKI

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1 : 50 000

Arkusz WODZISŁAW (882)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wodzisław B. Kwapisza (1978)

Ministerstwo Klimatu i Środowiska

Sfinansowano ze środków NARODOWEGO FUNDUSZU OCHRONY ŚRODOWISKA i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowali: Dariusz WIECZOREK[1] i ANDRZEJ STOIŃSKI[1] – 2022

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wodzisław B. Kwapisza (1978)

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski
ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionalny: S. SALWA

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS

ISBN 978-83-67672-36-8

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 7
III. Budowa geologiczna 15
A. Stratygrafia 15
1. Proterozoik–kambr 16
a. Neoproterozoik–kambr dolny 16
2. Ordowik 19
a. Ordowik dolny 19
Arenig 19
3. Sylur 19
a. Landower 20
b. Wenlok 20
c. Ludlow 21
4. Dewon 21
a. Dewon dolny 23
Ems 23
b. Dewon środkowy 24
Eifel 24
Żywet 26
c. Dewon górny 26
Fran + famen 26
5. Karbon 27
a. Karbon dolny 27
Turnej + wizen 27
6. Trias 28
a. Trias środkowy 29
Pstry piaskowiec 29
Pstry piaskowiec górny (ret) 29
Wapień muszlowy 30
b. Trias górny 31
Kajper 31
7. Jura 33
a. Jura środkowa 34
Bajos–baton 35
Bajos górny–baton środkowy 35

Baton–kelowej 35
Baton górny + kelowej dolny 35
b. Jura środkowa–górna 36
Kelowej–oksford 36
Kelowej górny + oksford dolny 36
c. Jura górna 37
Oksford 37
Oksford środkowy + górny 37
Kimeryd 39
8. Kreda 41
a. Kreda górna 42
Cenoman 42
Turon + koniak 43
Santon 44
Kampan 45
Mastrycht 46
Mastrycht dolny 46
9. Paleogen + neogen 48
10. Czwartorzęd 50
a. Plejstocen 51
Zlodowacenia południowopolskie 51
Zlodowacenie Sanu 1 52
Zlodowacenie Sanu 2 52
Zlodowacenia środkowopolskie 55
Zlodowacenia północnopolskie 56
Zlodowacenie Wisły 56
b. Czwartorzęd nierozdzielony 57
c. Holocen 60
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu 62
C. Rozwój budowy geologicznej 67
IV. Podsumowanie 85
Literatura 87

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000
Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000
Tablica III — Szczegółowe metryczki głębokich otworów wiertniczych zamieszczonych na mapie geologicznej
Tablica IV — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)
Tablica V — Przekroje geologiczne: E–F, G–H, I–J, K–L, Ł–M, N–O, P–R i S–T

I. WSTĘP

Granice obszaru arkusza Wodzisław (882) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) wyznaczają współrzędne geograficzne: 50°30'−50°40' szerokości północnej i 20°00'−20°15' długości wschodniej. Powierzchnia tego terenu wynosi 327,9 km². Administracyjnie obszar badań znajduje się w granicach województw świętokrzyskiego (około 97%; powiat jędrzejowski – gminy: Nagłowice, Jędrzejów, Słupia, Sędziszów i Wodzisław, powiat włoszczowski – gminy Moskorzew i Radków) i małopolskiego (około 3%; powiat miechowski – gmina Kozłów). Położony jest w strefie Wyżyn Polskich, obejmuje fragmenty Płaskowyżu Jędrzejowskiego, Garbu Wodzisławskiego i Wyżyny Miechowskiej (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018). W ujęciu tektonicznym, dla powierzchni podkenozoicznej, obszar ten położony jest w granicach synklinorium miechowskiego (Karnkowski, 2008)/ segmentu miechowskiego stanowiącego część rozległego synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Żelaźniewicz i in., 2011) – struktury określanej również jako: niecka Nidy lub niecka nidziańska (Jurkiewicz, 1965, 1970; Kwapisz, 1978b; Złonkiewicz, 2006b, 2009), czy niecka miechowska (Hakenberg i in., 1973; Hakenberg, 1986).

Pierwszą wersję arkusza Wodzisław opracował B. Kwapisz z Zakładu Badań Geologicznych w Kielcach, Kombinatu Geologicznego – Południe, w latach 1971–1975 (zdjęcie geologiczne w latach 1972–1975). Opublikowano ją w latach 1977 i 1978 (Kwapisz, 1977, 1978b). Niestety, nie zachowały się autorskie materiały kartograficzne Kwapisza, który w trakcie prac geologiczno-zdjęciowych opisał 4136 punktów dokumentacyjnych (sond ręcznych, szurfów, odsłonięć eksploatacyjnych i naturalnych) i wykonał 19 otworów wiertniczych (o łącznej długości 311,2 m) (Kwapisz, 1978b). Na potrzeby arkusza wykonano analizy mikropaleontologiczne i petrograficzne utworów kredowych. Przeprowadzono również (A. Pawłowska i Z. Wachowicz z Przedsiębiorstwa Geologicznego w Kielcach) szereg badań geofizycznych obejmujących obszary: Piotrkowice – 21 sondowań elektrycznych (SE), Tarnawa – 16 SE, Jeżów – 14 SE, Marcinowice – 19 SE i Potok Mały – 21 SE. W trakcie prac wykorzystano archiwalne profile 34 otworów wiertniczych (Kwapisz, 1978b).

Aktualizacji arkusza Wodzisław dokonano w Oddziale Świętokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, w latach 2018−2019. Prace terenowe przeprowadzili D. Wieczorek i A. Stoiński.

Przyjęty zakres aktualizacji zakładał wykorzystanie (w środowisku GIS) przede wszystkim nowych archiwalnych danych geologicznych (profili otworów wiertniczych), nowszych map topograficznych oraz danych numerycznego modelu terenu (NMT) o rozdzielczości terenowej 1,0 m (dane z projektu ISOK) oraz w dalszej kolejności, weryfikację otrzymanych wyników pracami w terenie, głównie kartowaniem powierzchniowym. Realizując niniejsze opracowanie, wykorzystano archiwalne profile 671 wierceń, wśród których dużą część stanowiły otwory geologiczno-inżynierskie (wykonane na potrzeby budowy drogi ekspresowej S7 i północnej obwodnicy Jędrzejowa w ciągu drogi krajowej numer 78) i surowcowe. Nowy materiał faktograficzny uzyskano, opisując ściany istniejących odkrywek i odsłonięć. Ponieważ w znacznej części badanego terenu występują wychodnie utworów górnokredowych (pięter mastrycht i kampan), doprecyzowano przebieg ich granic na podstawie zarówno obserwacji w terenie, jak i analizy NMT (na bazie glinastych zwietrzelin skał kredy wykształconych w facji węglanowej (margle i opoki) rozwinęły się rędziny, w miejscach bardziej stromych odsłaniają się niezwietrzałe partie tych skał). Formy morfologiczne takie jak: doliny rzeczne, dolinki denudacyjne i młode rozcięcia erozyjne oraz wydmy w większości wykreślono na podstawie NMT, a korekty wyznaczonych granic dokonano w terenie. Ustalony przebieg granic geologicznych i form morfologicznych ujawnił słabość podkładów topograficznych wykorzystywanych przed laty, podczas kartowania terenowego (stosowano wówczas tzw. powiatówki, na których celowo błędnie zaznaczone były dane topograficzne i hipsometryczne – tego typu skażenia map topograficznych przeznaczonych na potrzeby cywilne były wówczas wymogiem związanym z bezpieczeństwem kraju).

Wydzielenia geologiczne zastosowane pierwotnie na arkuszu Wodzisław (Kwapisz, 1977, 1978b) dowiązane były do arkusza Jędrzejów (Łyczewska, 1971b, 1972), obejmującego obszar rozciągający się na wschód od badanego terenu, i opracowywanego w tym samym czasie arkusza Nagłowice (Szajn, 1977a, b), obejmującego obszar na północ od opisywanego terenu. Między granicami obszarów arkuszy Wodzisław i Jędrzejów występował około 300-metrowej szerokości pas nieskartowanego terenu, z kolei granice arkuszy Wodzisław i Nagłowice łączyły się, ale ich styk znajduje się około 300 m na południe od północnej granicy niniejszej mapy w obecnym cięciu arkuszowym. Niezgodności wynikają z zastosowania dla tych arkuszy różnych podkładów topograficznych. Obecnie arkusze SMGP wykonuje się w układzie współrzędnych prostokątnych płaskich 1942. W ostatnich latach zreambulowano arkusz Nagłowice (Drozd, Trzepla, 2013; Drozd i in., 2020, 2021) i zaktualizowano arkusz Jędrzejów (Mądry, 2023a, b), a arkusz Szczekociny, którego obszar sąsiaduje

z opisywanym terenem na zachodzie, jest przewidziany do aktualizacji. Arkusz Miechów, obejmujący obszar na południe od badanego terenu, został opracowany w latach 90. ubiegłego wieku, przez Rutkowskiego i Mądrego (1994, 1997).

Od czasu opracowania pierwszej wersji arkusza Wodzisław do jego obecnej aktualizacji zebrano nowe dane geologiczne dotyczące głównie utworów czwartorzędowych, zmianie uległy schemat podziału tych skał (Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r.) oraz postrzeganie pewnych zjawisk i procesów związanych z czwartorzędem.

Dane dotyczące starszego podłoża opisywanego terenu pozostały właściwie bez zmian. Przekrój geologiczny A–B opracowany przez Kwapisza (1977) na podstawie danych geofizycznych (B. Kwapisz – informacja ustna, 2018 r.) wykorzystano również w niniejszej wersji arkusza. Badania geologiczne podłoża niecki miechowskiej i poszukiwawcze złóż bituminów prowadzone tu były w latach 60. i 70. XX w. (Jurkiewicz, 1965, 1968, 1970). Profile otworów wiertniczych: Jaronowice IG-1 (otw. 2) o głębokości 2630,0 m, Potok Mały IG-1 (otw. 109) o głębokości 2790,0 m, Emilianów 1 (otw. 136) o głębokości 422,0 m i Wodzisław 1 (otw. 145) o głębokości 806,7 m znane były już w trakcie realizacji pierwszej wersji arkusza Wodzisław (Kwapisz, 1977, 1978b). Znano też profile (wstępnie opisane) głębokich wierceń zlokalizowanych na obszarach arkuszy sąsiednich: Węgrzynów IG-1 (na terenie arkusza Szczekociny), Węgleszyn IG-1 (na terenie arkusza Nagłowice), Jędrzejów IG-1 (na terenie arkusza Chęciny) i Książ Wielki IG-1 (na terenie arkusza Miechów). Inne otwory, o głębokości kilkudziesięciu metrów, głównie hydrogeologiczne, nie przebiły pokrywy skał kredowych, a ich opisy nie pozwalają na szczegółowszy podział stratygraficzny przewierconych utworów.

Od czasu opracowania i wydania pierwszej wersji arkusza Wodzisław pojawiły się nowe prace i publikacje dotyczące opisywanego obszaru, zawierające także odniesienia do bardziej szczegółowej literatury (Jurkiewicz, 1974, 1975, 1981; Jurkiewicz, red., 1976, 1980, 1991, 1999; Kowalczewski, 1981, 1990, 1996; Zawidzka, 1984; Hakenberg, 1986; Tarnowska, 1990, 1991; Fijałkowska, 1995; Hakenberg, Świdrowska, 1996; Kowalczewski, Lendzion, 1996; Kutek, 1996; Morawska, 1996; Szulczewski i in., 1996; Zbroja, Kuleta, 2001; Kuleta, Zbroja, 2006; Złonkiewicz, 2006a, b, 2009, 2011; Fijałkowska-Mader, 2013). Spis starszych publikacji można znaleźć w pierwszej wersji arkusza Wodzisław (Kwapisz, 1978b).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizycznogeograficznym obszar arkusza Wodzisław znajduje się w granicach prowincji Wyżyny Polskie, podprowincji Wyżyna Małopolska, makroregionu Niecka Nidziańska, mezoregionów: Płaskowyż Jędrzejowski, Garb Wodzisławski i Wyżyna Miechowska (Kondracki,

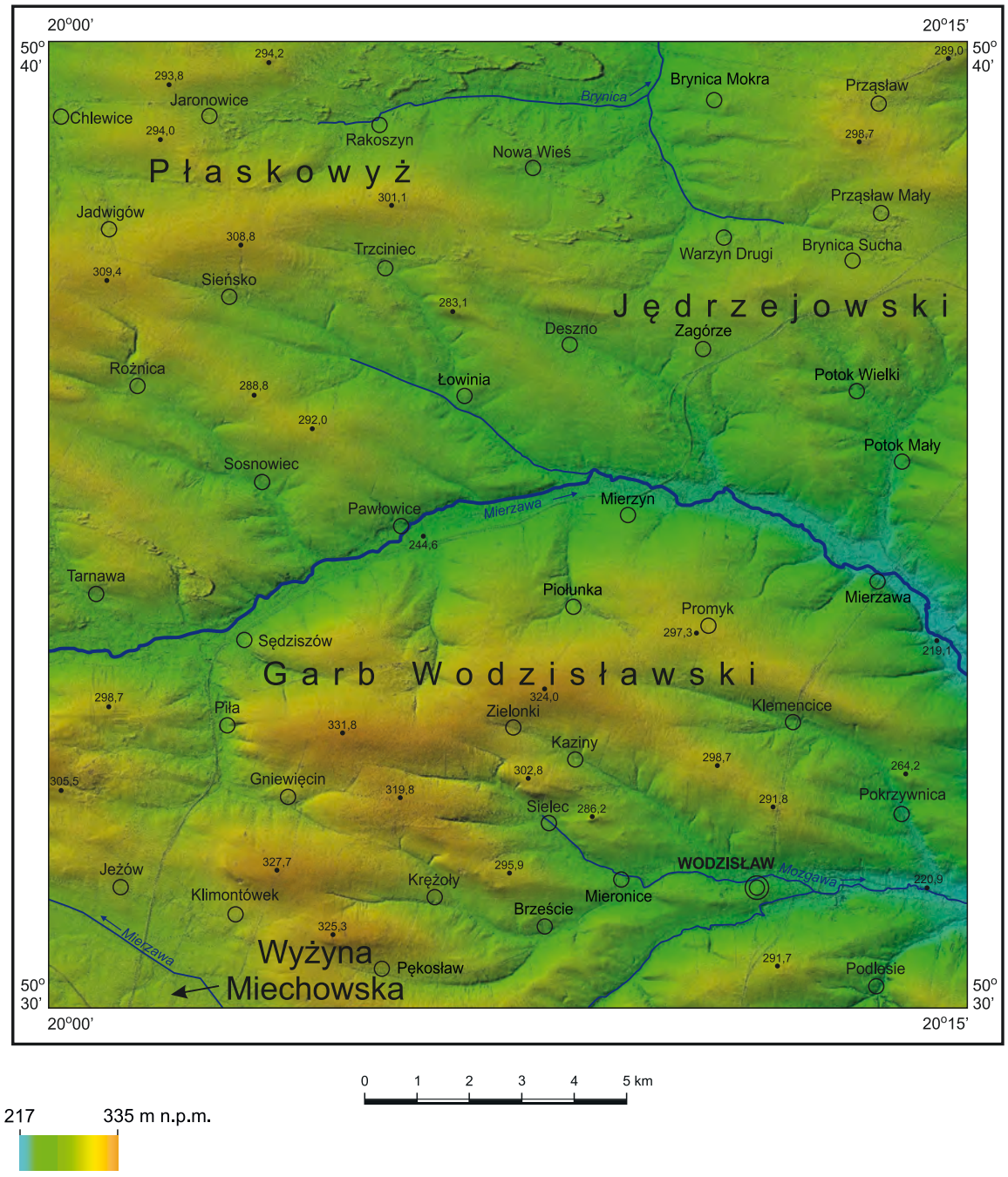


Fig. 1. Jednostki fizycznogeograficzne (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018)

2009; Solon i in., 2018) (fig. 1). Poza dolinami rzecznymi powierzchnia opisywanego terenu wznosi się od około 250 m n.p.m. do około 335 m n.p.m. Najwyższe kulminacje stanowią wzniesienia Garbu Wodzisławskiego.

Bezpośrednim podłożem dla utworów systemu czwartorzędowego na badanym obszarze są skały górnokredowe, pięter kampan i mastrycht, wykształcone głównie w facji węglanowej. Pod koniec mastrychtu teren ten wszedł w fazę lądową rozwoju (Jurkiewicz, red., 1976, 1980, 1999). Powierzchnia utworów kredy przekształcana była podczas paleogenu i neogenu. Początkowo

uwarunkowana tektonicznie i strukturalno-litologicznie, zmieniana była stopniowo w związku z czynnikami klimatycznymi (denudacja) i zapewne działalnością rzek (erozja), żeby w miocenie środkowym i późnym ponownie przejść przez etap odnowienia tektonicznego. Ostatnie duże zmiany morfogenetyczne zaszły w plejstocenie, w jego częściach zarówno przedglacjalnej (częste zmiany warunków klimatycznych – wietrzenie fizyczne), jak i glacjalnej (w tym transgresje lądolodów skandynawskich – bezpośrednie oddziaływanie lądolodu oraz przemiany w warunkach strefy peryglacjalnej – wietrzenie fizyczne). Obecny na obszarze arkusza, zachowany fragmentarycznie typ rzeźby polodowcowej zaliczany jest geomorfologicznie do tzw. strefy staroglacjalnej. Mimo tak złożonej morfogenezy badanego terenu wzniesienia górnokredowe nadal mają profile stoków zgodne z ich uwarunkowaniami strukturalno-litologicznymi.

Zdaniem Kwapisza (1978b) duży wpływ na ukształtowanie powierzchni obszaru arkusza Wodzisław miały i mają rzeki. Należy się z tym zgodzić. Kształtowanie się i rozwój sieci rzecznej (tworzenie i pogłębianie dolin) z pewnością dynamizuje krajobraz, zwłaszcza jeżeli dochodzi do zmian kierunków odpływu wód.

Na terenie arkusza Wodzisław wyróżniono szereg form morfologicznych o zróżnicowanej genezie (tabl. I).

Formy lodowcowe. Równiny moreny dennej. Są to właściwie staroglacjalne pokrywy morenowe. Ich geneza związana jest z działalnością lądolodu skandynawskiego, który na obszar badań wkroczył podczas zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia Sanu 2). Pokrywy te, zbudowane głównie z glin zwałowych, są częściowo zdenudowane. Wysoczyzna morenowa jest prawidłowym określeniem dla Niżu Polskiego, gdzie lądolody skandynawskie deponowały kolejne sekwencje warstw osadów na podłożu nieskonsolidowanym. Forma ta, zbudowana przede wszystkim z glin zwałowych, wznosi się ponad dolinami. Na obszarze arkusza Wodzisław podłoże jest skalne, zbudowane z górnokredowych margli i opok – skał wprawdzie stosunkowo miękkich, ale odporniejszych od osadów polodowcowych na niszczące czynniki rzeźbotwórcze – a jego wyniesienie wynika z uwarunkowań tektonicznych. Równiny moreny dennej występują tu w formie płatów o zazwyczaj niewielkiej miąższości, rzędu kilku metrów, wyjątkowo do kilkunastu metrów. Miejscami wznoszą się nieco (zwykle około 1–2 m) ponad powierzchnię skał górnokredowych. Ich krawędzie nie są denudacyjne, jak uprzednio uważano (Kwapisz, 1978a, b), a raczej sedymentacyjne. Lądolód zapewne, pokonując wzniesienia górnokredowe, w jednych miejscach odkładał dużo osadów, w innych – niewiele, a w jeszcze innych nie odkładał ich wcale. Krawędzie sedymentacyjne pokryw morenowych widoczne miejscami w terenie (np. w okolicach Nowej Olszówki i Rakoszyna) wyznaczają najprawdopodobniej granicę obszaru, na którym proces sedymentacji przybierał na sile. Należy odrzucić dawny pogląd,

że lądolód pozostawił na badanym obszarze ciągłą pokrywę osadów lodowcowych (Kwapisz, 1978b). Pokrywy morenowe występują fragmentarycznie, a ich największe powierzchnie rozpoznano w południowo-zachodniej części terenu arkusza, w rejonach: Marcinowic, Klimontowa i Jeżowa oraz Sędziszowa. Pozostałe większe płaty występują m.in. w okolicach: Potoku Wielkiego, Warzyna Pierwszego (Warzyna I), Warzyna Drugiego (Warzyna II), Trzcińca i Nowej Olszówki. Zazwyczaj znajdują się w położeniu przydolinnym, rzadko występują w położeniu wierzchowinowym.

Formy wodnolodowcowe. Równiny wodnolodowcowe występujące na obszarze arkusza Wodzisław to właściwie staroglacjalne pokrywy wodnolodowcowe. Ich geneza związana jest z działalnością wód roztopowych lądolodu zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia Sanu 2). Pokrywy te są częściowo zdenudowane. Nie tworzą powierzchni szczególnie wyróżniających się w krajobrazie. Zadziwiająca jest marginalna obecność osadów wodnolodowcowych pośród utworów zostawionych przez lądolód. Większe fragmenty równin wodnolodowcowych zachowały się w części północnej obszaru arkusza, w sąsiedztwie doliny Brynicy. Pozostałe to zazwyczaj wąskie listwy „przyklejone" do dolin mniejszych potoków. Pokrywy wodnolodowcowe zachowały się miejscami także wzdłuż doliny Mozgawy, natomiast prawie nie występują wzdłuż największej na badanym terenie doliny Mierzawy.

Formy eoliczne. Wydmy. Formy te na obszarze arkusza Wodzisław są bardzo czytelne zarówno w terenie, jak i na NMT. Występują głównie w jego części północnej, w okolicach: Rakoszyna, Zdanowic i Nowej Wsi. Niewielki ciąg wydm rozpoznano też w części zachodniej badanego obszaru, w rejonie Marianowa. Zarejestrowane wały wydmowe mają zazwyczaj kształt paraboliczny. Ich wysokość względna wynosi od kilku do kilkunastu metrów, a szerokość podstawy od kilkudziesięciu metrów do około 200 m, a nawet blisko 300,0 m.

Równiny piasków przewianych obejmują piaski eoliczne o mniejszej miąższości, ale za to o większej powierzchni niż w przypadku wydm. Zaliczyć do nich należy też częściowo tzw. piaski pokrywowe, których geneza jest w głównej mierze eoliczna, ale obejmuje także udział innych czynników (jak np. spłukiwanie i soliflukcja). Zwykle równiny piasków przewianych towarzyszą wydmom zarówno na ich zapleczu, jak i przedpolu. Formy te w krajobrazie wyróżniają się pewnymi nierównościami w ukształtowaniu ich powierzchni oraz występowaniem charakterystycznej roślinności, m.in. szczotlichy siwej, jastrzębca kosmaczka czy chrobotka reniferowego. Podczas realizacji niniejszego opracowania rozpoznano większe obszary występowania piasków przewianych w stosunku do wyznaczonych w pierwszej wersji arkusza.

Na obszarze badań występują zagłębienia deflacyjne (misy i niecki). Zagłębienia te mogą być suche, wypełnione wodą (jeziorka wydmowe) lub zabagnione (torfowiska). Rozpoznano je m.in.

koło Rakoszyna, gdzie towarzyszą pozostałym formom eolicznym i najczęściej są zabagnione. Ze względu na niewielkie rozmiary tych form, nie przedstawiono ich na szkicu geomorfologicznym.

Pokrywy lessowe na obszarze arkusza Wodzisław nie zajmują dużych powierzchni. Na bardziej wyraźna jest pokrywa lessów wistuliańskich rozpoznana na południe od obszaru arkusza Wodzisław, wkraczająca na jego teren niewielkim fragmentem w rejonie Podlesia. Towarzyszą jej nieduże wąwozy.

Formy rzeczne. Na obszarze arkusza Wodzisław formy powstałe przy udziale wód płynących (rzecznych) to: dna dolin rzecznych, wyróżnione w mniejszych dolinach, i tarasy akumulacyjne, rozpoznane w większych dolinach rzecznych, nadzalewowe (I) i zalewowe (II). Dna dolin rzecznych można utożsamiać z występowaniem utworów holoceńskich. Są to obszary zalewowe. Największymi rzekami badanego terenu są: Mierzawa, Mozgawa i Brynica, do mniejszych należy Łowinianka. Inne, małe cieki są bezimienne. Największą dolinę ma Mierzawa. Szerokość jej dna może dochodzić do 400,0 m, w rejonie miejscowości Mierzawa, a nawet 900,0 m, w okolicy Jeżowa. Tworzy je jeden taras zalewowy o wysokości 0,5–1,5 m n.p. rzeki. Dno doliny Mozgawy (taras zalewowy) w rejonie Piotrkowic ma szerokość około 400 m. W przeszłości dna tych dolin były zapewne bardziej podmokłe niż obecnie. Świadczy o tym obecność torfów i namułów torfiastych, piasków humusowych i mad. Obecnie obserwowane jest wcinanie się koryt rzecznych (zapewne na skutek działalności człowieka, m.in. melioracji). Innym przejawem zmian hydrologicznych jest zanikanie cieków.

Poziom nadzalewowy utworów rzecznych rozpoznany na obszarze opracowania powstał w czasie zlodowaceń północnopolskich (zlodowacenia Wisły). Strop serii wznosi się 1,0–4,0 m n.p. rzek. Najbardziej wyraźne listwy tego tarasu występują w dolinach Mierzawy i Mozgawy, miejscami wynurzają się również spod utworów holoceńskich, w przyosiowej części dolin.

Formy denudacyjne i różnej genezy. Podłoże skalne (górnokredowe) na obszarze arkusza Wodzisław, odsłaniające się na jego powierzchni lub zalegające pod pokrywą utworów czwartorzędowych, posiada uwarunkowania tektoniczne i strukturalno-litologiczne, związane z wpływem: uskoków, stref uskokowych i ciosu oraz litologii i generalnego zalegania warstw skalnych. Powierzchnia utworów górnokredowych, pod koniec paleogenu, być może tworzyła powierzchnie zrównania (Gilewska, 1991). Ich śladami, zdaniem Kwapisza (1978a, b), mają być wzgórza wznoszące się obecnie do około 320 m n.p.m. (o charakterze ostańców) oraz powierzchnia wznosząca się na wysokości około 260–280 m n.p.m. Powierzchnia wyżej położona ma być starsza. Obecnie, na podstawie wyników badań prowadzonych na obszarach: Wyżyny Lubelskiej (Henkiel, 1993; Dobrowolski i in., 2014), Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej (Urban, 2014), można przypuszczać, że rozwój

ukształtowania powierzchni utworów górnokredowych był bardziej dynamiczny niż dotychczas zakładano, w większym stopniu zależny od uwarunkowań tektonicznych. Być może występuje tu jedna powierzchnia strukturalna (strukturalno-denudacyjna), rozbita uskokami i przez to zróżnicowana hipsometrycznie w poszczególnych blokach (Henkiel, 1993). Strop utworów górnokredowych wznosi się na wysokości od około 250 m n.p.m. do około 330 m n.p.m. We współczesnej morfologii tych skał wyróżniają się powierzchnie zrównań wierzchowinowych, równiny denudacyjne i grzbiety zaokrąglone. Grzbiety są dość czytelne, otaczają je obszary położone nawet kilkadziesiąt metrów niżej, mające charakter równin u podstaw stoków.

P o w i e r z c h n i e z r ó w n a ń w i e r z c h o w i n o w y c h (skał górnokredowych). Formy te powstały na obszarach uwarunkowanych strukturalnie/ strukturalno-litologicznie, gdzie z uwagi na niewielkie upady skał górnokredowych utworzyły się wyrównane powierzchnie. Taka wyrównana wierzchowina mogła być w przeszłości postrzegana jako powierzchnia zrównania powstała wskutek długotrwałej denudacji paleogeńsko-neogeńskiej (Kwapisz, 1978b; Gilewska, 1991).

R ó w n i n y d e n u d a c y j n e (skał górnokredowych) to formy największe wśród form podłoża podczwartorzędowego. Wyróżniono je między grzbietami wzniesień górnokredowych a dolinami rzecznymi. Zazwyczaj są to rozległe powierzchnie stokowe i podstokowe o nachyleniu około 2–4° – rozległe spłaszczenia u podstawy grzbietów zbudowanych ze skał górnokredowych. Rzeźba opisywanych równin jest monotonna, wyrównana w efekcie zalegania zwietrzelin gliniastych o większej miąższości.

D o l i n k i d e n u d a c y j n e i m ł o d e r o z c i ę c i a e r o z y j n e. Są to formy dość krótkie, zazwyczaj rozwinięte na bardziej eksponowanych stokach wzniesień górnokredowych i zboczach większych dolin rzecznych. Część z nich swój przebieg zawdzięcza zapewne uwarunkowaniom tektonicznym (np. uskokom i ciosowi), a część – uwarunkowaniom strukturalno-litologicznym (różnicom odporności na niszczenie skał podłoża czy ich ułożeniu przestrzennemu). Ich rozwój wiąże się głównie z oddziaływaniem wód opadowych lub okresowo płynących. Dna tych dolinek i rozcięć najczęściej wypełniają deluwia. Obecnie, w związku z zarówno intensyfikacją gospodarki rolnej, jak i typem uprawianych roślin, nierzadko dochodzi do gwałtownych spływów wód opadowych (roztopowych) w obrębie opisywanych form. Spływy te rozcinają i wynoszą starsze utwory deluwialne, osadzając je w innych miejscach. Możliwe, że w niektórych dolinkach nawet całość deluwiów może pochodzić z ostatnich dziesiątek lub setek lat.

W rejonie Podlesia występują klasyczne wąwozy rozwinięte na podłożu lessowym. Cechują je charakterystyczne głębokie, wąskie wcięcia oraz strome ściany. Ze względu na niewielkie rozmiary form tych nie wyróżniono na szkicu geomorfologicznym.

Stożki napływowe na badanym terenie najczęściej powstają u wylotu dolinek denudacyjnych, rzadziej – mniejszych dolinek rzecznych uchodzących do większych dolin rzecznych (jako że spadki profili podłużnych dopływów są większe od spadków cieków głównych, w miejscach załamań tych profili dochodzi do osłabienia siły transportowej wód i odkładania niesionego materiału w postaci stożków). Rozpoznane stożki napływowe mają najczęściej kształt wachlarzowaty. Występują m.in. w okolicach Sędziszowa i Wodzisławia.

Stoki, strome i łagodne, na obszarze arkusza Wodzisław wykształciły się na podłożu górnokredowym. Przeważają stoki łagodne, ale występują także stoki o zwiększonym nachyleniu (do kilkunastu stopni), a część z nich jest zapewne uwarunkowana tektonicznie.

Wzniesienia górnokredowe z górami i pagórami – świadkami oraz grzbietami zaokrąglonymi są formami najwyraźniejszymi na badanym terenie. Wyraźne pagóry kredowe występują m.in. w okolicach: Kuźnic (koło Jaronowic) (wysokość 294,2 m n.p.m.; przebieg NW–SE), Pękosławia (wysokość 325,3 m n.p.m.; przebieg zachód–wschód) i Sielca (dwie formy: wysokość 286,2 i 302,8 m n.p.m.; przebieg odpowiednio: WSW–ENE i zachód–wschód), oraz na północ od Pokrzywnicy (264,2 m n.p.m.; przebieg WNW–ESE).

Grzbiety występują w rejonie Jadwigów–Sieńsko–Trzciniec–Nowa Wieś (wysokość kulminacji około 309 m n.p.m.), między Warzynem Drugim a Potokiem Wielkim i dalej w kierunku Brynicy Suchej (wysokość około 286 m n.p.m.), w okolicach: Jaronowic (wysokość około 294 m n.p.m.), Chlewic (wysokość około 294 m n.p.m.) i Deszna (wysokość około 283 m n.p.m.), między Prząsławiem a Prząsławiem Małym (wysokość około 299 m n.p.m.) oraz na północ od Prząsławia (wysokość około 289 m n.p.m.). Są to grzbiety łagodne o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego.

Część grzbietów zaznacza się wyraźnie ponieważ przebiegają między dolinami lub w ich pobliżu. Takie formy rozpoznano w rejonach: Piła–Zielonki (wysokość około 332 m n.p.m., przebieg zachód–wschód), Rożnica–Sosnowiec–Pawłowice (wysokość około 310 m n.p.m.; przebieg NW–SE) i Klimontówek–Gniewięcin (wysokość około 328 m n.p.m.; przebieg zachód–wschód), w okolicach Promyk–Klemencice (wysokość około 298 m n.p.m.; przebieg WNW–ESE) i Kaziny–Wodzisław (wysokość około 300 m n.p.m.; przebieg NW–SE), na południe od Wodzisławia (wysokość około 292 m n.p.m. przebieg WSW–ENE) oraz w rejonie Podlesia (wysokość około 280 m n.p.m.; przebieg NW–SE).

Progi strukturalne (strukturalno-litologiczne; skał górnokredowych**)**. Część tych form ma zapewne założenia tektoniczne, część – denudacyjne, a dokładniej: denudacyjno-strukturalne. Krawędzie takie rozpoznano m.in. w okolicach: Gniewięcina, Krężołów, Sielca, Świątnik i Klemencic. Kwapisz (1978b), w ślad za Łyczewską (1971a), uważał że opisywane progi miejscami

ograniczają poziomy erozyjno-denudacyjne, tworzące powierzchnie na kształt tarasów, o szerokości około 250–400 m.

Formy nieoznaczonej genezy. Równiny piaszczyste. Na badanym obszarze nie stwierdzono starszych poziomów akumulacji rzecznej. Wyjątek stanowią niewielkie powierzchnie przy granicach z obszarami arkuszy Jędrzejów i Miechów. Może to świadczyć o stopniowym wypełnianiu dolin rzecznych przez cały czas po ustąpieniu lądolodu (zlodowaceń południowopolskich – zlodowacenia Sanu 2), z zapewne niewielkimi fazami erozji. Podczas interglacjałów raczej nie dochodziło do znacznej erozji i całkowitego usuwania złożonych wcześniej osadów.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe rozpoznane na obszarze arkusza Wodzisław zajmują miejscami znaczne powierzchnie w dnach dolin, zwłaszcza w dolinie Mierzawy, a w mniejszym stopniu także w dolinach Mozgawy i Brynicy. Największa forma tego typu występuje w dolinie Mierzawy na południe od Jeżowa. Zajmuje powierzchnię około 1,5 km$^{2.}$

Formy antropogeniczne. Na badanym terenie znajdują się liczne wyrobiska. Duże obiekty rozpoznano m.in. w rejonach Sędziszowa i Wodzisławia. Niedużych, ze względu na skalę szkicu geomorfologicznego, nie zaznaczono. Kamieniołomy. W wielu miejscach obszaru opracowania pozostały ślady wyrobisk, w których przed laty, na potrzeby budownictwa lokalnego pozyskiwano margle, opoki i piaskowce kredy. Większe z nich zlokalizowane są m.in. w rejonach: Trzcińca, Warzyna Drugiego, Tarnawy, Łowini, Boleścic, Krzcięcic, Gniewięcina, Klimontówka, Wierzbicy i Krężołów. Część licznych, mniejszych, dawnych kopanek (Kwapisz, 1977) już nie istnieje (straciły rację bytu wraz ze zmniejszeniem się popytu na te kamienie budowlane). Obecnie w części z nich dochodzi do wysypywania odpadów komunalnych i innych. Piaskownie rozpoznane na obszarze opracowania stanowią pozostałości po eksploatacji piasków na potrzeby własne okolicznej ludności lub wydobywaniu ich na skalę przemysłową. Większe obiekty tego typu, czynne lub nieczynne, stwierdzono m.in. w rejonach: Trzcińca, Potoku Wielkiego, Sosnowca, Borowa, Gródka[1] i Laskowej. W okolicach Zdanowic i Sędziszowa przed laty wyeksploatowano fragmenty wydm. Tereny poeksploatacyjne zrównano i poddano rekultywacji biologicznej. Stara glinianka, znajdująca się w Wodzisławiu, obecnie jest nieużytkowana i zarośnięta.

Dna stawów. W dolinach rzecznych obszaru arkusza Wodzisław znajdują się stawy. Ich większe skupienia odnotowano w okolicach: Rakoszyna, Warzyna Pierwszego, Deszna, Mieronic, Marcinowic i Wodzisławia. W rejonach: Rakoszyna, Sędziszowa, Mieronic i Wodzisławia są to duże obiekty. W Sędziszowie, w dolinie Mierzawy, funkcjonuje zalew będący kąpieliskiem miejskim.

---

[1] Gródek – część miasta Sędziszów.

N a s y p y. W ostatnim czasie na badanym terenie przybyło miejsc, w których powstały nasypy. Są to zarówno nasypy budowlane, powstałe np. w związku z budową drogi ekspresowej S7, jak i nasypy będące efektem niekontrolowanego nagromadzenia gruntów i skał z wykopów, a nawet gruzu budowlanego. Opisywane formy rozpoznano m.in. w rejonach: Prząsławia, Sędziszowa, Borszowic, Piołunki, Krzcięcic, Mierzawy i Wodzisławia (ze względu na skalę szkicu geomorfologicznego część z nich pominięto). W y s y p i s k o o d p a d ó w k o m u n a l n y c h zlokalizowane jest w rejonie Borszowic, na wschód od Sędziszowa. Wysokość pryzmy, na której zgromadzone są odpady wynosi około 7–10 m.

* *
*

Obszar arkusza Wodzisław znajduje się w dorzeczu Nidy. Jest odwadniany przez jej dopływy: Białą Nidę poprzez Brynicę i Kwiliniankę, w części północnej, oraz Mierzawę (wraz z Łowinianką i Mozgawą), w częściach centralnej i południowej. Cieki te zasilane są przez jeszcze dość liczne źródła, które wiążą się z ruchem wód podziemnych w utworach mastychtu i kampanu. Mniejsze cieki, przedstawione na mapach topograficznych, obecnie w wielu przypadkach nie istnieją, co wynika zapewne z obniżania się zwierciadła wód podziemnych. Na badanym terenie nie ma naturalnych akwenów, są za to stawy rybne.

Obserwując zbocza dolin rzecznych, zauważa się ich asymetrię, na co uwagę zwracał już Kwapisz (1978b). Szczególnie dobrze jest to widoczne w dolinkach o układzie subsekwentnym. Zbocza położone po jednej stronie cieków są dość strome i pozbawione pokrywy utworów czwartorzędowych, podczas gdy drugie, w tym samym przekroju, są dość płaskie i pokryte utworami czwartorzędowymi (lodowcowymi, wodnolodowcowymi, eolicznymi i deluwialnymi). Asymetria dolin rozwinęła się jeszcze przed nasunięciem lądolodu (lądolodów?) na badany obszar, jest też znana z innych obszarów Polski (Mojski, 1950; Pierzchałko, 1954).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

W ustaleniach stratygraficznych skał podłoża, w stosunku do pierwszej wersji arkusza Wodzisław (Kwapisz, 1977, 1978b), zaszły pewne zmiany. Dotyczą one m.in. utworów najstarszych, dawniej określanych jako górnoproterozoiczne, oraz skał ordowickich, karbońskich, jurajskich i kredowych, a także osadów systemu czwartorzędowego. Miąższość opisywanych utworów przyjęto przede wszystkim na podstawie opracowania Kwapisza (1977, 1978b), który wykonując przekroje

geologiczne, wykorzystał wyniki przeprowadzonych badań geofizycznych (sejsmicznych), oraz na podstawie pracy pod redakcją Jurkiewicza (1973), w której zamieszczono bardzo interesujący profil sejsmiczny, i pracy Jurkiewicza (1981).

1. Proterozoik–kambr

a. Neoproterozoik–kambr dolny

Iłowce, mułowce, piaskowce i zlepieńce. Skały tworzące najniższe partie profili wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109) początkowo odniesiono stratygraficznie do prekambru/ proterozoiku górnego i proterozoiku górnego – wendu i ryfeju (Jurkiewicz, red., 1976, 1980; Kowalczewski, 1981). Nowsze dane (m.in.: Kowalczewski, 1990; Kowalczewski, Lendzion, 1996; Jurkiewicz, red., 1999) wskazują, że najstarsze znane z wierceń utwory występujące na badanym terenie powstały w epoce kambru dolnego, przy czym są one częścią większego kompleksu, wendyjsko-kambryjskiego (Jurkiewicz, 1975) lub wendyjsko-dolnokambryjskiego (Jurkiewicz, red., 1991; Buła, 2000), o miąższości około 3000–5000 m (Buła, 2000).

Opisywane skały rozpoznane w profilu wiercenia Potok Mały IG-1 (otw. 109), na głębokości 2004,0–2790,0 m (nie przewiercono; tabl. III), rozdzielono na trzy formacje. Najstarsza jest formacja mułowców, iłowców i piaskowców z Jędrzejowa, udokumentowana na głębokości 2590,0–2785,6 m (Kowalczewski, 1990). Czas jej powstania określa się na wczesny kambr, poziom holmiowy, dolno-holmiowy (Kowalczewski, 1990). W częściach dolnej i środkowej profilu opisywanej formacji zalegają piaskowce i mułowce szarozielonawe, z licznym muskowitem, silnie zdiagenezowane, mułowce szarozielonawe, o spoiwie chlorytowo-muskowitowym i upadach 25–40°, oraz mułowce szaro-zielone, zwięzłe, chlorytowo-muskowitowe, z ostrokrawędzistymi ziarnami skał krystalicznych i kwarcu, dużą zawartością szkliwa wulkanicznego oraz żyłkami białego kalcytu, o upadach dochodzących do 45° (Jurkiewicz, red., 1980). W górnej części profilu badanej formacji opisano piaskowce drobnoziarniste, szarozielonawe, z licznymi okruchami skał krystalicznych, wulkanicznych, metamorficznych i szkliwa wulkanicznego. Piaskowce te mają krzemionkowo-chlorytowo-ilaste spoiwo i są gęsto pocięte żyłkami różowego kalcytu (Jurkiewicz, red., 1980). W stropie formacji występują piaskowce z wkładkami mułowców szarozielonych i sporadycznie łupki brunatno-wiśniowe, zdiagenezowane (Jurkiewicz, red., 1980).

Wyżej, na głębokości 2139,0–2590,0 m, wydzielono formację piaskowców szarogłazowych i zlepieńców z Potoka, z charakterystycznym ogniwem zlepieńców polimiktycznych z Mierzawy, rozpoznanych na głębokości 2362,0–2396,0 m (Kowalczewski, 1990; Kowalczewski, Lendzion, 1996). Utwory tej formacji powstały prawdopodobnie w strefie sublitoralnej. Czas ich powstania

określa się na kambr dolny, poziom holmiowy (Kowalczewski, 1990). W ich skład wchodzą piaskowce, mułowce i iłowce, a podrzędnie również żwirowce i zlepieńce (parazlepieńce) (Kowalczewski, 1990). Dominujące piaskowce i mułowce tworzą pakiety o miąższości od około 2–3 m do około 40–60 m. Mają barwę ciemnozieloną lub czerwono-różową. Utwory iłowcowo-mułowcowe są zazwyczaj ciemnozielone, z fioletowoszarymi smugami. Skały ilaste w składzie mineralnym zawierają chloryty oraz domieszkę pyłowego kwarcu i ziarn skaleni. W mułowcach wzrasta ilość kwarcu i skaleni, spoiwem jest nadal masa ilasto-chlorytowa. Piaskowce zawierają, obok kwarcu żyłowego, znaczną domieszkę skaleni, a także zmienną ilość litoklastów skał krystalicznych i osadowych. Iłowce i mułowce oraz spoiwo piaskowców i zlepieńców uległy przeobrażeniom anchimetamorficznym (Kowalczewski, 1990). Warstwy formacji z Potoka są wyraźnie zdeformowane tektonicznie, a obserwowane upady mieszczą się w granicach 45–60°. Opisywane utwory rozpoznano w podłożu centralnej części niecki miechowskiej. Przechodzą one, z sedymentacyjną ciągłością, w nadległą formację z Brzegów (Kowalczewski, Lendzion, 1996).

Formacja iłowców, mułowców i piaskowców z Brzegów jest najmłodszą jednostką litostratygraficzną wyróżnioną w badanym profilu. Czas jej powstania określa się na kambr dolny (Kowalczewski, 1990). Opisywaną formację rozpoznano na głębokości 2004,0–2139,0 m (Kowalczewski, 1990; Kowalczewski, Lendzion, 1996). W dolnej części tworzą ją iłowce łupkowe, brunatno-wiśniowe, silnie zdiagenezowane, przewarstwione szaro-zielonawymi mułowcami szarogłazowymi lub piaskowcami drobnoziarnistymi o spoiwie krzemionkowo-żelazistym, oraz piaskowce z przewarstwieniami iłowców łupkowych, brunatno-wiśniowych (Jurkiewicz, red., 1980). Upady tych warstw wynoszą 52°. Wyżej występują piaskowce drobnoziarniste, szarogłazowe, szaro-fioletowe, o spoiwie krzemionkowo-żelazistym, spękane, z żyłkami ankerytu (w piaskowcach z rzadka występują przewarstwienia wiśniowych mułowców z dużą ilością muskowitu). Zalegają na nich piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, o spoiwie krzemionkowym, i mułowce brunatno-wiśniowe, muskowitowe, silnie zwięzłe (Jurkiewicz, red., 1980). W stropie rozpoznano silnie zdiagenezowane iłowce łupkowe, szarozielonkawe i brunatnowiśniowe, zwięzłe, o upadach 42–47° (Jurkiewicz, red., 1980).

W otworze Jaronowice IG-1 (otw. 2), na głębokości 2289,8–2630,0 m (nie przewiercono), również występują utwory kambru dolnego (Kowalczewski, 1990; Kowalczewski, Lendzion, 1996). Świadczy o tym podobieństwo litologiczne rozpoznanych skał do utworów udokumentowanych w wierceniach Potok Mały IG-1 (otw. 109) i Węgleszyn IG-1 (zlokalizowanym na północ od badanego terenu, w odległości około 10 km) (Kowalczewski, 1990). Przewiercone skały – szare, silnie zdiagenezowane iłowce łupkowe, mikowe, szare i szarozielonkawe mułowce mikowe, użylone ankerytem, piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, miejscami łupki sfyllityzowane, iłowce łupkowe,

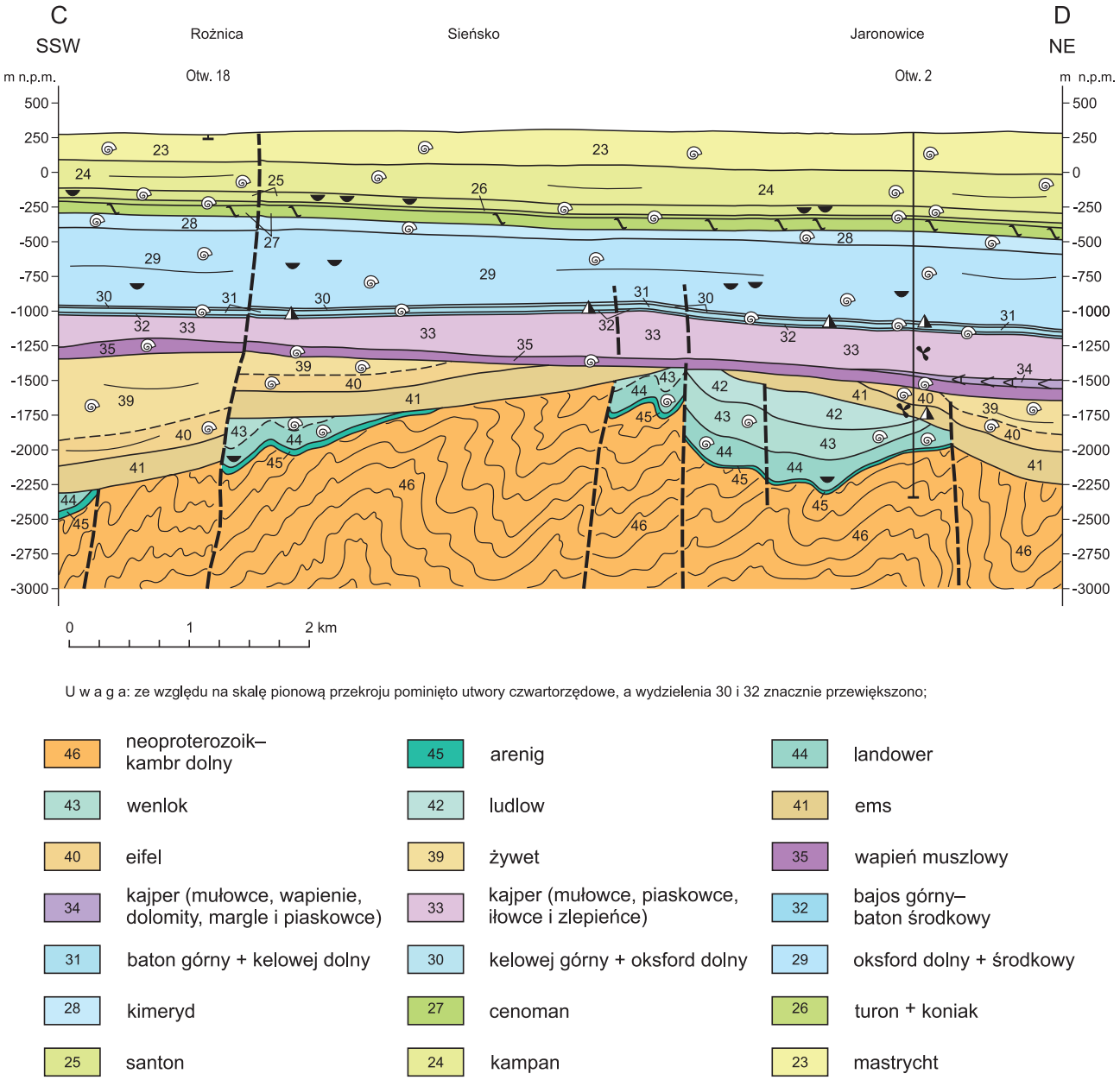


Fig. 2. Przekrój geologiczny C–D (wg Jurkiewicza, 1968; Jurkiewicza, red., 1973; zmieniony)

brunatnowiśniowe i mułowce o spoiwie węglanowo-żelazistym) – zaliczono do formacji z Brzegów (Kowalczewski, Lendzion, 1996).

Wiek opisywanych skał dokumentuje wynik oznaczenia wieku bezwzględnego metodą U-Pb ziarn cyrkonu pobranych z warstwy tufitów rozpoznanej w otworze Książ Wielki IG-1, z głębokości około 1390 m – około 550 000 000 lat (Compston i in., 1995).

Rozmieszczenie utworów neoproterozoiku–kambru dolnego oraz ich tektonikę na obszarze arkusza Wodzisław przedstawiono na przekrojach geologicznych A–B i C–D (fig. 2).

2. Ordowik

Skały ordowickie na obszarze arkusza Wodzisław stwierdzono jedynie w otworze Jaronowice IG-1 (otw. 2) (Jurkiewicz, red., 1976), a w jego sąsiedztwie − w wierceniu Książ Wielki IG-1 (Jurkiewicz, red., 1991). W profilu otworu Książ Wielki IG-1 utwory te, zalegające na głębokości 1260,5−1290,0 m (Jurkiewicz, red., 1991; Modliński, Szymański, 1996a), mogą reprezentować arenig (piaskowce kwarcowe), być może lanwirn (piaskowce i wapienie), a nawet karadok (wapienie organodetrytyczne i dolomityczne) (Jurkiewicz, 1975; Modliński, Szymański, 1996a). Kwapisz (1977) oszacował miąższość skał ordowiku na około 130–140 m. Według Jurkiewicza (red., 1973) łączna miąższość utworów ordowiku i syluru występujących na badanym terenie może wynosić nawet 600–800 m.

Rozmieszczenie utworów ordowiku oraz ich tektonikę na obszarze arkusza Wodzisław dokumentują przekroje geologiczne A–B i C–D (fig. 2).

a. Ordowik dolny

Arenig

P i a s k o w c e , m i e j s c a m i p i a s k o w c e i ł u p k i . Skały arenigu stwierdzono w wierceniu Jaronowice IG-1 (otw. 2), na głębokości 2274,9−2289,8 m. Początkowo odnoszono je do tremadoku–arenigu (?) (Jurkiewicz, red., 1976), później zaliczono je do arenigu (Modliński, Szymański, 1996a). Są to szarozielonawe piaskowce drobnoziarniste z glaukonitem i pojedynczymi laminami mikowych iłów. Miejscami występują wkładki piaskowców gruboziarnistych z otoczakami chalcedonu i dużą ilością glaukonitu oraz przekładaniec piaskowcowo-łupkowy z wkładkami brekcji złożonej z okruchów kwarcytów oraz warstewkami glaukonitu (Jurkiewicz, red., 1976). Upad tych skał wynosi około 15°. Są to utwory basenu sedymentacyjnego o reżimie epikontynentalnym (Modliński, Szymański, 1996a). Wykazują duże podobieństwo litologiczne do warstw kozielskich regionu kieleckiego *sensu* Bednarczyk (1964), wchodzących w skład formacji międzygórskiej *sensu* Dzik i Pisera (1994) (Modliński, Szymański, 1996a). Utwory te interpretowane są także jako ekwiwalent formacji z Zawiercia, znanej z zachodniej części bloku małopolskiego (Buła, 2000).

3. Sylur

Na obszarze arkusza Wodzisław utwory syluru stwierdzono w profilu wiercenia Jaronowice IG-1 (otw. 2), na głębokości 2040,0−2274,9 m, i początkowo zaliczono do landoweru−wenloku i ludlowu, bez określenia wieku najmłodszej (stropowej) części serii (Jurkiewicz, red., 1976). W wyniku późniejszych badań (Modliński, Szymański, 1996b) skały te przypisano do landoweru, wenloku

i ludlowu, a ich strop ustalono na głębokości 2037,5 m. Opisywane utwory odpowiadają formacji z Mrzygłodu, znanej z zachodniej części bloku małopolskiego (Buła, 2000), o maksymalnej miąższości dochodzącej do 1500,0 m.

Skały sylurskie przewiercono także w otworze Książ Wielki IG-1 (Jurkiewicz, red., 1991), na głębokości 1185,0−1260,5 m. Stwierdzono w nim jedynie łupki ilaste ludlowu (profil ten jest więc bardzo zredukowany erozyjnie).

Utwory sylurskie w regionie nidziańskim leżą niezgodnie na skałach ordowiku, a przykryte są (strop ścięty erozyjnie) utworami dewonu dolnego lub triasu dolnego (Modliński, Szymański, 1996b). Rozmieszczenie utworów syluru oraz ich tektonikę na obszarze arkusza Wodzisław dokumentują przekroje geologiczne A–B i C–D (fig. 2).

a. Landower

I ł o w c e . Skały landoweru w profilu wiercenia Jaronowice IG-1 (otw. 2) rozpoznano na głębokości 2166,4−2274,9 m (Modliński, Szymański, 1996b). W dolnej części serii zalegają iłowce łupkowate, skrzemieniałe (z fauną *Climacograptus* e.g. *scalaris* Hisinger), i wapienie szare, drobnokrystaliczne, lidyty czarne, margle szare, użylone białym kalcytem, iłowce laminowane mułowcami oraz brekcje zlepieńcowate złożone z okruchów czarnych lidytów spojonych szarymi i zielonymi iłami (z fauną graptolitową *Climacograptus scalaris normalis* Lapworth, *Climacograptus* e.g. *scalaris* Hisinger, *Pristiograptus* sp. indet.) (Jurkiewicz, red., 1976). W części środkowej występują iłowce łupkowate, ciemnoszare, krzemionkowe, okruszcowane pirytem, z wkładkami czarnych lidytów i ciemnoszarych kwarcytów; sporadycznie występują wapienie piaszczyste z glaukonitem i wapienie drobnokrystaliczne. W spękaniach pośród tych skał pojawiają się kalcyt i piryt (Jurkiewicz, red., 1976). W stropie utwory landoweru to iłowce łupkowate, czarne, z nielicznymi graptolitami (*Monograptus flexilis* Elles, *Pristiograptus* e.g. *dubius* Suess), dolomity szare, mikrytowe, ze spirytyzowaną fauną brachiopodową, oraz mułowce szare (Jurkiewicz, red., 1976).

W niniejszym opracowaniu przyjęto miąższość skał landoweru około 200–220 m.

b. Wenlok

Ł u p k i (g r a p t o l i t o w e) . Skały wenloku w profilu wiercenia Jaronowice IG-1 (otw. 2) opisano na głębokości 2068,0−2166,4 m (Modliński, Szymański, 1996b). Dolną część badanych utworów stanowią iłowce łupkowate, ciemnoszare, miejscami czarne, partiami silnie krzemionkowe. Częste są laminy jaśniejszych mułowców ilastych i tufitów (Jurkiewicz, red., 1976). Fauna graptolitowa jest nieliczna, reprezentowana głównie przez: *Cyrtograptus* cf. *perneri* Buoček, *Cyrtograptus ellesi* Gortani, *Monograptus flemingi* (Salter), *Monograptus flexilis* Elles, *Monoclimacis flumendosae*

(Gortani), *Monoclimacis hemipristis* (Meneghini), *Paraplectograptus eiseli* (Manck), *Pristiograptus* e.g. *dubius* (Suess) (Jurkiewicz, red., 1976). Część środkową profilu wenloku tworzą łupki czarne i iłowce łupkowate, ciemnoszare, nieco skrzemieniałe, z mniej licznymi graptolitami (*Cyrtograptus* e.g. *rigidus* Tullberg, *Monograptus flemingi* (Salter), *Monoclimacis hemipristis* (Meneghini), *Pristiograptus* e.g. *dubius* (Suess) (Jurkiewicz, red., 1976). W stropie rozpoznano łupki czarne, ilaste i łupki ciemnoszare, partiami nieco skrzemieniałe, laminowane jaśniejszymi mułkami mikowymi, w spękaniach z roztartymi gipsem i kalcytem, z laminami szarych tufitów (Jurkiewicz, red., 1976). Upady tych warstw są rzędu 10−15°. Stwierdzono w nich liczną faunę graptolitową: *Cyrtograptus lundgreni* Tullberg, *Cyrtograptus hamatus* (Baily), *Monograptus testis testis* (Barrande), *Monograptus flemingi* (Salter), *Monoclimacis flumendosae* (Gortani), *Pristiograptus* e.g. *dubius* (Suess) (Jurkiewicz, red., 1976). Profil zamykają iłowce łupkowate, partiami skrzemieniałe, z graptolitami: *Cyrtograptus* cf. *perneri* Buoček, *Cyrtograptus* e.g. *rigidus* Tullberg, *Monograptus flemingi* (Salter), *Monoclimacis* cf. *dubius* (Suess) (Jurkiewicz, red., 1976).

Miąższość opisywanych utworów mieści się w przedziale około 250–270 m.

c. Ludlow

Mułowce i piaskowce. Skały ludlowu (przypuszczalnie jedynie jego najniższej części) w profilu otworu Jaronowice IG-1 (otw. 2), wykształcone jako seria klastyczna, opisane zostały na głębokości 2037,5−2068,0 m (Modliński, Szymański, 1996b). Są to mułowce ciemnoszare i piaskowce kwarcowe oraz wkładki iłowców szarozielonawych z białymi i różowymi ziarnami kwarcu, a także mułowce szare, miejscami żółtawozielonawe, z piaskami i drobnymi ziarnami kwarcu oraz mułowce z iłami i otoczakami kwarcu i skał krystalicznych (Jurkiewicz, red., 1976). Upady warstw wynoszą 12−15°.

Opisywaną, górną część profilu syluru rozpoznaną w otworze Jaronowice IG-1 (mułowcowo-piaskowcową) można częściowo utożsamiać z serią szarogłazową ludlowu Gór Świętokrzyskich (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970).

Maksymalna miąższość utworów ludlowu występujących na badanym terenie wynosi około 210–230 m.

4. Dewon

Utwory dewonu na obszarze arkusza Wodzisław rozpoznano w otworach Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), na głębokości odpowiednio: 1826,0−2040,0 i 1790,6−2004,0 m (Jurkiewicz, red., 1976, 1980). W niniejszym opracowaniu przyjęto głębokość spągu serii dewońskiej w wierceniu 2 − 2037,5 m – jako ustaloną głębokość stropu skał systemu sylurskiego (Modliński,

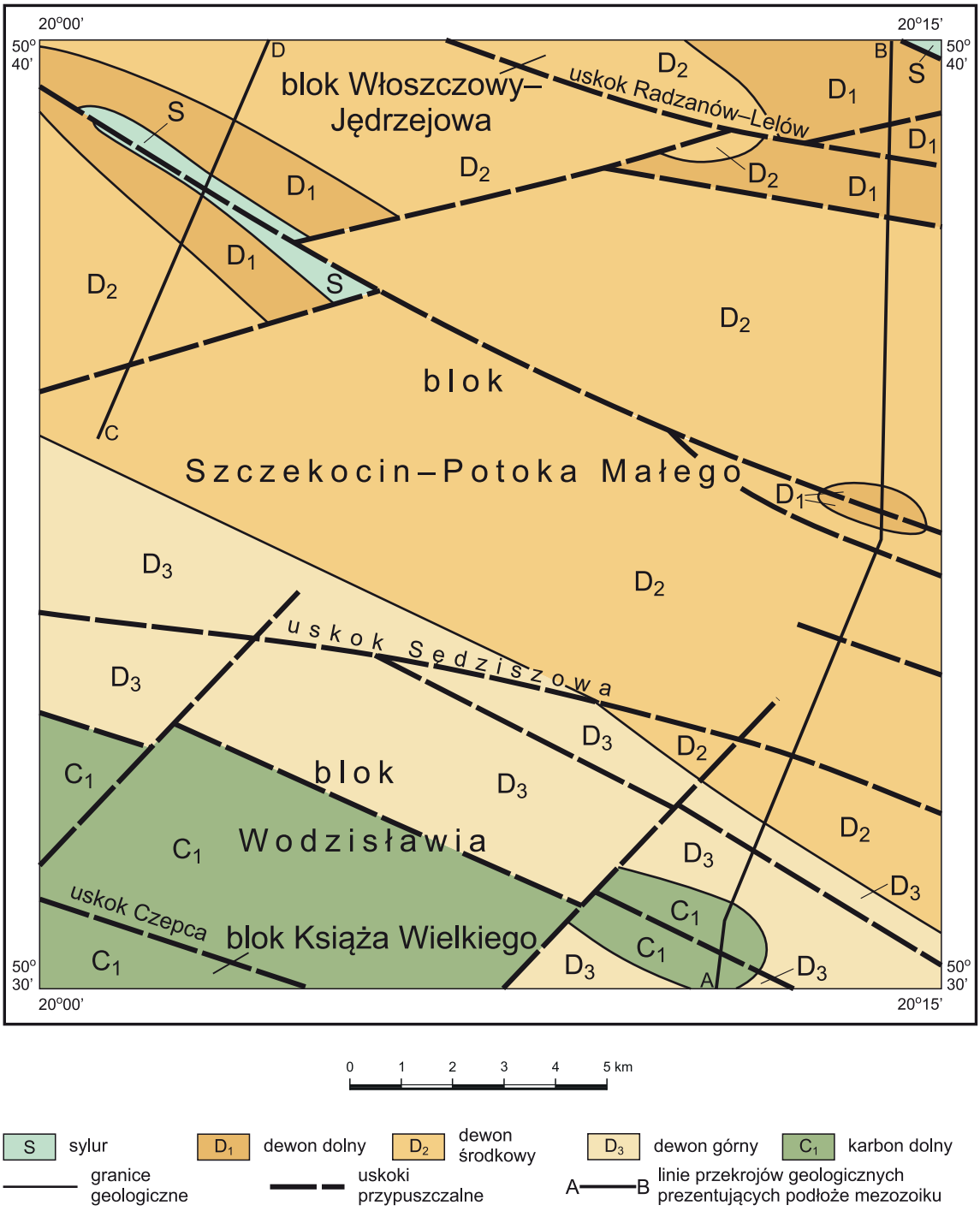


Fig. 3. Główne rysy budowy geologicznej w planie podmezozoicznym
(wg Jurkiewicza, 1968, 1970; Jurkiewicza, red., 1973, 1976, 1980; zmieniony)

Szymański, 1996b). Zdaniem Tarnowskiej (1990) znajduje się on na głębokości 2070,0 m. Wykształcenie litologiczne utworów epoki dolnodewońskiej jest podobne do znanego z synklinorium kielecko-łagowskiego w jednostce kieleckiej Gór Świętokrzyskich (Szulczewski i in., 1996). Są to piaskowce kwarcytowe i mułowce brunatnowiśniowe lub szare. Dewon dolny w podłożu niecki miechowskiej został wydzielony na podstawie cech litologicznych rozpoznanych skał oraz ich pozycji (położenia)

w profilu. Wiekowo jest on utożsamiany z emsem, hiatus obejmuje więc żedyn i zigen. Epokę dewonu środkowego, piętro eifel, reprezentują utwory sukcesji węglanowej. W otworach 2 i 109 nie stwierdzono skał: żywetu, franu i famenu. Są one znane z profilu wiercenia Węgrzynów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1973), zlokalizowanego w niewielkiej odległości na zachód od obszaru arkusza Wodzisław. Utwory te opisano w niniejszym opracowaniu, jako występujące na badanym terenie, ze względu na ich szerokie rozprzestrzenienie (Jurkiewicz, 1968) (fig. 3).

a. Dewon dolny

Ems

P i a s k o w c e , m u ł o w c e i i ł o w c e . Utwory emsu rozpoznano w otworze Jaronowice IG-1 (otw. 2). Pierwotnie wyróżniono je na głębokości 1959,6−2040,0 m (Jurkiewicz, red., 1976), ostatecznie spąg tych skał ustalono na głębokości 2037,5 m (Modliński, Szymański, 1996b), a strop – na głębokości 1950,0 m (Szulczewski i in., 1996). W dolnej części profilu emsu występują szare piaskowce kwarcowe o spoiwie ilasto-krzemionkowym, mułowce i szare kwarcyty (ortokwarcyty) z wkładkami szarozielonych mułowców mikowych (Jurkiewicz, red., 1976). Rozpoznano tu żyły kalcytowe oraz nacieki hematytu. Miejscami odnotowano też szczątki roślin. Upad skał wynosi 20°. W środkowej części badanego profilu zarejestrowano piaskowce drobnoziarniste, szarozielonawe, nieco mikowe, o spoiwie ilasto-krzemionkowym, oraz kwarcyty jasnoszarozielonawe. Wyżej występują mułowce szarozielonawe i czarne oraz tufity szarozielone z żółtym odcieniem. W mułowcach trafiają się zwęglone szczątki roślin oraz grudki syderytu (Jurkiewicz, red., 1976). Upady skał są rzędu 15−20°. Górną część profilu emsu tworzą mułowce ciemnoszare, brunatnowiśniowe i szarozielonawe, z wkładkami piaskowców kwarcowych lub zlewnych kwarcytów drobnoziarnistych (Jurkiewicz, red., 1976). Ich upady mieszczą się w przedziale 15−20°. Mułowce miejscami są zlustrowane, a płaszczyzny zlustrowań pokryte są prawdopodobnie hematytem. W innych odcinkach profilu odnotowano mułowce silnie piaszczyste, mikowe. Miejscami występują też brekcje piaskowców o spoiwie węglanowym, spojone anhydrytem grubokrystalicznym z naciekami tlenków żelaza. Mułowce zawierają też szczątki zwęglonej flory. Spotyka się w nich także żyły kalcytu lub barytu oraz kwarcyty (Jurkiewicz, red., 1976). Tarnowska (1991) w opisywanym profilu utworów dewońskich zarejestrowała skamieniałości śladowe typu *Fodinichnia*.

Tarnowska (1990, 1991) w klastycznej części profilu skał dewonu rozpoznanego w otworze Jaronowice IG-1 wydzieliła trzy kompleksy (od spągu): abiotyczne piaskowce i mułowce piaszczyste, zbioturbowane mułowce i piaskowce oraz piaskowce dolomityczne.

W otworze Potok Mały IG-1 (otw. 109) skały emsu zarejestrowano na głębokości 1860,1−2004,0 m (Jurkiewicz, red., 1980). W dolnej części profilu są to piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare i zielonkawe, z cienkimi warstwami szarego chalcedonu i wkładkami mułowców szarozielonawych lub jasnoszarych (Jurkiewicz, red., 1980). Na płaszczyznach zlustrowań występuje gips. Upady wynoszą 25°. Według Tarnowskiej (1991) na głębokości 1930,5−1958,3 m występują bioturbacje. Rozpoznano skamieniałości śladowe typu *Fodinichnia* (Tarnowska, 1991). Część środkową badanego profilu reprezentują piaskowce drobnoziarniste, brunatno-szare, jasnoszare lub białe, z muskowitem oraz wkładkami łupków szarozielonych lub mułowców czarno-brunatnych (Jurkiewicz, red., 1980). Upady tych warstw mieszczą się w przedziale 25−40°. W stropie profilu emsu stwierdzono piaskowce drobnoziarniste, brunatnowiśniowe lub fioletowo-szare, o spoiwie żelazisto-krzemionkowym, oraz mułowce lub iłowce wiśniowe i brunatne (Jurkiewicz, red., 1980). Piaskowce miejscami są zbrekcjowane lub zmylonityzowane. Występują w nich też przewarstwienia łupków piaszczystych. Upady wynoszą 25−40° (Jurkiewicz, red., 1980).

Według Jurkiewicza (red., 1973) miąższość utworów emsu występujących na obszarze arkusza Wodzisław może dochodzić do około 200–230 m.

b. Dewon środkowy

Szulczewski i inni (1996), na podstawie istniejących danych, sukcesję węglanową dewonu środkowego występującą w rejonie obszaru arkusza Wodzisław opisali jako złożoną z najpełniej rozwiniętego transgresywnego ogniwa dąbrowskiego (nazwa od charakterystycznej skamieniałości *Chimaerothyris dombrowiensis* (Gürich)), regresywnej wokółpływowej platformy węglanowej i platformy węglanowej utworzonej z udziałem facji stromatoporowo-koralowcowej.

Według Jurkiewicza (red., 1973) utwory środkowodewońskie występujące na terenie arkusza Wodzisław mogą osiągać miąższość nawet około 1000 m (w strefie rowu Węgrzynowa).

Eifel

Dolomity i wapienie. Utwory eiflu rozpoznano w otworze Jaronowice IG-1 (otw. 2**)** i początkowo opisano na głębokości 1826,0−1959,6 m (Jurkiewicz, red., 1976). Tarnowska (1990) spąg tego piętra wyznaczyła na głębokości 1958,6 m, obecnie przyjmuje się go na głębokości 1950,0 m (Szulczewski i in., 1996). W dolnej części profilu stwierdzono występowanie wapieni ciemnoszarych, drobnokrystalicznych lub średniokrystalicznych, z wkładkami margli ciemnoszarych lub wapieni marglistych, z fauną (*Tentaculites polonicus* Gürich, *Spirifer dombroviensis* Gürich [2]

[2] Obecna nazwa – *Chimaerothyris dombrowiensis* (Gürich) (Studencka, 1983).

i *Chonetes angustestriata* Gürich), oraz dolomitów ciemnoszarych, drobnokrystalicznych, i dolomitów marglistych, z wkładkami mułowców ciemnoszarych (Jurkiewicz, red., 1976). Upady warstw wynoszą 2−20°. Środkową część profilu reprezentują dolomity ciemnoszare, miejscami okruszcowane pirytem, pojawiają się też dolomity margliste, ciemnoszare, drobnokrystaliczne. Skały te miejscami są spękane, a płaszczyzny spękań wypełnione są żyłkami białego lub różowawego kalcytu oraz iłami. Miejscami wśród dolomitów występują mułowce ciemnoszare, mułowce wapniste, wapienie ciemnoszare, drobnokrystaliczne lub średniokrystaliczne, oraz margle szare (Jurkiewicz, red., 1976). Wapienie są bitumiczne. Upady warstw wynoszą 20−25°. Występują tu fauna brachiopodowa, jak *Athyris coeraesana* Steininger, oraz stromatoporoidy (Jurkiewicz, red., 1976). W górnej części profilu rozpoznano wapienie szare, dolomity różowe, brunatnoszare, ciemnoszare i szare, skrytokrystaliczne lub drobnokrystaliczne, z drobnymi wkładkami iłów szarozielonkawych lub brunatno-wiśniowych, partiami występują też dolomity margliste, piaszczyste, ciemnoszare, drobnokrystaliczne (Jurkiewicz, red., 1976). Miejscami obecne są też brekcje dolomitowe. Upady warstw wynoszą 20−25° (Jurkiewicz, red., 1976).

Tarnowska (1990) w węglanowej części profilu skał dewonu zarejestrowanego w otworze Jaronowice IG-1 wydzieliła cztery kompleksy (od spągu): dolomity bioturbacyjne, wapienie biomikrytowe, dolomity mikrokrystaliczne oraz dolomity.

W wierceniu Potok Mały IG-1 (otw. 109) utworu eiflu rozpoznano na głębokości 1790,6−1860,1 m (Jurkiewicz, red., 1980). W spągu ich profilu zarejestrowano dolomity brunatno-wiśniowe, mikrokrystaliczne i drobnokrystaliczne, współwystępujące z dolomitami średniokrystalicznymi i grubokrystalicznymi, zlustrowane, z wypełnieniami ilastymi, o upadach wynoszących 15−50° (Jurkiewicz, red., 1980). Zalegają na nich wapienie brunatnoszare i czerwonawe, bitumiczne, z wkładkami jaśniejszych wapieni dolomitycznych i dolomitów z licznymi żyłkami kalcytu, ankerytu i gipsu. Pośród tych skał występują drobne warstewki zlustrowanych iłowców o pstrych barwach. Wyżej stwierdzono wapienie i dolomity szaro-różowe, z przewarstwieniami mułowców brunatno-wiśniowych i szarozielonawych. W stropie profilu występują wapienie dolomityczne, szaro-różowe, z licznymi krynoidami, silnie spękane, z żyłami różowego, bitumicznego kalcytu (Jurkiewicz, red., 1980).

Serie skalne rozpoznane na badanym terenie mogą reprezentować jedynie część profilu eiflu (Szulczewski i in., 1996). Sukcesja stwierdzona w profilu Jaronowice IG-1 przypomina następstwo facjalne znane z Gór Świętokrzyskich (Szulczewski i in., 1996).

Miąższość maksymalną utworów eiflu występujących na obszarze arkusza Wodzisław określono na około 230–250 m.

Żywet

D o l o m i t y. Skały żywetu rozpoznano w wierceniu Węgrzynów IG-1. Opisano je na głębokości 2523,0−3014,8 m (Jurkiewicz, red., 1973), co uległo później pewnej korekcie na podstawie wyników badań konodontów – strop określono na głębokości około 2496,8 m (Malec, 2015). W badanym profilu, i zapewne w podobnym wykształceniu na całym obszarze niniejszego opracowania, występują dolomity i dolomity wapniste, czarne, ze stromatoporoidami, dolomity ciemnoszare, drobnokrystaliczne i skrytokrystaliczne, miejscami zbrekcjowane, dolomity wapniste, ciemnoszare, zlustrowane i użylone białym kalcytem, z liczną fauną ramienionogów i małży oraz ze stromatoporoidami, a także dolomity, dolomity wapniste i margle dolomityczne, ciemnoszare, spękane i użylone kalcytem, miejscami zbrekcjowane (Jurkiewicz, red., 1973). Malec (2015) w profilu opisywanego otworu wyróżnił trzy jednostki litostratygraficzne: wapienie dolomityczne, dolomity ze stromatoporoidami oraz dolomity wapniste. W wapieniach dolomitycznych występują konodonty poziomu *falsiovalis*, dokumentujące żywet, a w stropie dolomitów ze stromatoporoidami − konodonty poziomu *disparilis*, dokumentujące żywet górny (Malec, 2015). Zarówno znaczna miąższość utworów tego piętra, jak i ich zachowanie są związane z zaleganiem tych skał w obrębie rowu tektonicznego Węgrzynowa (Jurkiewicz, 1968).

Na terenie arkusza Wodzisław utwory żywetu mogą osiągać miąższość maksymalną około 560–580 m.

c. Dewon górny

Fran + famen

Skały dewonu górnego w wierceniu Węgrzynów IG-1 stwierdzono na głębokości 1477,0−2523,0 m, ale początkowo nie rozdzielono ich na piętra (Jurkiewicz, red., 1973). Później, na podstawie badań konodontów, spąg tych skał określono na głębokości około 2496,8 m, a strop – na głębokości między 1448,8 a 1478,5 m. Ustalono również, że są to skały obu pięter dewonu górnego, które powstały w zbiorniku o zwiększonej subsydencji (Malec, 2015). Między piętrami żywetu i franu oraz franu i famenu istnieje ciągłość sedymentacyjna, podczas gdy pomiędzy epokami dewonu górnego i karbonu dolnego stwierdzono lukę stratygraficzną obejmującą najwyższy famen i turnej dolny (Malec, 2015).

W a p i e n i e o r a z w a p i e n i e i m a r g l e. Utwory franu rozpoznane w wierceniu Węgrzynów IG-1, według Malca (2015), można ująć w trzy jednostki litostratygraficzne (od spągu): wapienie dolomityczne, wapienie ze stylolitami oraz wapienie ziarniste. Stwierdzono w nich konodonty poziomów: *transitans* i *falsiovalis* – w jednostce spągowej, *hassi* i *punctata* – w części środkowej

oraz *triangularis*, *linguiformis*, *rhenana* i *jamieae* – w jednostce stropowej. Opisany profil przypomina „basenową" fację dewonu górnego świętokrzyskiego (Szulczewski i in., 1996).

Skały famenu w profilu wiercenia Węgrzynów IG-1, według Malca (2015), można ująć w trzy–cztery jednostki litostratygraficzne (od spągu): wapienie ziarniste, wapienie gruzłowe, margle i wapienie „bitumiczne" oraz wapienie i margle. Rozpoznano w nich konodonty poziomów: *postera*, *trachytera*, *marginifera*, *rhomboidea*, *crepida* i *triangularis* (Malec, 2015). Spośród makroskamieniałości stwierdzono: małże *Karadjalia* (obecnie *Guerichia*) i *Buchiola*, ramienionogi bezzawiasowe *Lingula* i *Orbiculoidea* oraz gładkie rhynchonellidy (Jurkiewicz, 1975). Jak podają Szulczewski i inni (1996) zespół ten przypomina faunę z „basenowego" famenu świętokrzyskiego i jest charakterystyczny dla środowisk ubogich w tlen.

Miąższość skał franu i famenu występujących na obszarze niniejszego opracowania jest znaczna, dochodzi do około 1000 m.

5. Karbon

a. Karbon dolny

Turnej + wizen

Iłowce, mułowce, piaskowce, wapienie i zlepieńce. Na obecność utworów karbonu na obszarze arkusza Wodzisław wskazują jedynie profil wiercenia Węgrzynów IG-1 oraz wyniki badań geofizyki sejsmicznej (Jurkiewicz, 1968; Jurkiewicz, red., 1973). W otworze Węgrzynów IG-1 stwierdzono utwory karbonu dolnego o miąższości 418,4 m, na głębokości 1058,6–1477,0 m (Jurkiewicz, red., 1973). Obecnie, w świetle wyników nowych badań, dolną granicę tego oddziału należałoby raczej sytuować na głębokości między 1448,8 a 1478,5 m (Malec, 2015). Występują tutaj oba piętra karbonu dolnego – turnej i wizen, przy czym luka stratygraficzna obejmuje dolną część turneju (Malec, 2015). Na istnienie luki stratygraficznej między skałami dewonu górnego i karbonu dolnego wskazują wyniki ostatnich badań opisywanego profilu, wykonanych przez Malca (2015). Według niego w utworach turneju występują konodonty z poziomów: *anchoralis*, *cuneiformis* i *delicatus*, a w skałach wizenu – *bilineatus*, *praebilineatus* i *texanus* (Malec, 2015).

W dolnej części profilu wiercenia Węgrzynów IG-1 rozpoznano wapienie organodetrytyczne, grubokrystaliczne, średniokrystaliczne i drobnokrystaliczne, szare i ciemnoszare, bitumiczne, wapienie skrytokrystaliczne oraz wkładki lub przewarstwienia grubookruchowych zlepieńców złożonych z wapieni organogenicznych, margli dolomitycznych, piaskowców, ziaren białego kwarcu, o lepiszczu: mułowcowo-wapnistym, iłowcowo-mułowcowym, ilasto-wapiennym lub kalcytowym (Jurkiewicz, 1968; Jurkiewicz, red., 1973) (zlepieńce lub brekcje to według Żelichowskiego i Jurkiewicza

(1996) osady diastroficzne). Upady tych skał wynoszą do 15° (Jurkiewicz, red., 1973). Stwierdzono w nich liczne: liliowce, ramienionogi (w tym spirifery), koralowce (m.in. o rurkowatym szkielecie z tabulami) i konodonty (Jurkiewicz, 1968; Jurkiewicz, red., 1973). Wyżej występują osady klastyczne – mułowcowo-piaskowcowe, mułowcowo-łupkowe, iłowce, iłowce piaszczyste, miejscami mikowe lub skrzemieniałe, szare i ciemnoszare, miejscami czarne, z liczną mikroflorą i makroflorą (fragmentami: kalamitów, skrzypów i widłaków), w tym często zwęgloną, nieoznaczalną, oraz z makrofauną: ramienionogów, ślimaków, małży, goniatytów i kolcami ryb (Jurkiewicz, 1968; Jurkiewicz red., 1973). Charakterystyczne jest naprzemianległe występowanie ciemnoszarych mułowców, łupków i drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie ilasto-krzemionkowym. Skały te, w rdzeniu, często poprzecinane są lustrami tektonicznymi. Upady warstw sięgają 10–15°.

Jurkiewicz (Żelichowski, Jurkiewicz, 1996) utwory dolnokarbońskie zarejestrowane w otworze Węgrzynów IG-1 proponował ująć w nieformalną jednostkę stratygraficzną w randze formacji, pod nazwą wapienie i margle z Kobylnik, z ogniwem zlepieńców z Węgrzynowa (na głębokości 1350,0–1477,0 m).

W niniejszym opracowaniu przyjęto, że maksymalna miąższość utworów karbonu dolnego na obszarze arkusza Wodzisław wynosi około 400 m.

* *
*

Na obszarze arkusza Wodzisław utwory permu nie zostały rozpoznane – nie stwierdzono ich w wierceniach Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109). Pojawiają się poza jego granicami (np. w otworach Węgleszyn IG-1 i Jędrzejów IG-1), gdzie reprezentują cechsztyn, a dalej nawet czerwony spągowiec (Jurkiewicz, red., 1974, 1999; Morawska, 1996; Wagner, Zbroja, 1996; Zbroja, Kuleta, 2001; Kuleta, Zbroja, 2006). Wszędzie tam, gdzie występują leżą tektonicznie niezgodnie i z dużą luką stratygraficzną na skałach starszego podłoża (Wagner, Zbroja, 1996).

6. Trias

Utwory triasu stwierdzono w wierceniach Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), zlokalizowanych na obszarze arkusza Wodzisław, oraz w otworach: Jędrzejów IG-1, Węgleszyn IG-1, Książ Wielki IG-1 i Węgrzynów IG-1, wykonanych w sąsiedztwie badanego terenu (Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, red., 1973, 1974, 1976, 1980, 1991, 1999).

Na obszarze niniejszego opracowania i w jego bardzo bliskim sąsiedztwie utwory pstrego piaskowca dolnego i pstrego piaskowca środkowego nie występują (Jurkiewicz, red., 1973, 1976, 1980,

1991, 1999; Jurkiewicz, 1974). Nie można jednak wykluczyć, m.in. na podstawie wyników analizy litofacjalnej, że utwory tych podpięter występowały tu, tylko uległy zniszczeniu przed akumulacją osadów pstrego piaskowca górnego (retu) (Zbroja, Kuleta, 2001; Kuleta, Zbroja, 2006). Mogły one być rozwinięte w facjach piaskowców i zlepieńców (pstry piaskowiec dolny), rzecznych, oraz mułowców z gruzłami kalcytowymi i mułowców z gruzłami siarczanowymi (pstry piaskowiec środkowy), powstałych jako osady rzek meandrujących z szerokimi równiami zalewowymi i jeziorami typu playa, reprezentujących formację z Zagnańska (pstry piaskowiec dolny) i formację z Samsonowa (pstry piaskowiec środkowy) (Zbroja, Kuleta, 2001; Kuleta, Zbroja, 2006). W pstrym piaskowcu dolnym, w wyższych partiach serii, mogły występować również mułowce muskowitowe, a w pstrym piaskowcu środkowym, pośród mułowców – wkładki piaskowcowe (Jurkiewicz, 1974). W opisywanym profilu mogły występować luki sedymentacyjne (Jurkiewicz, 1974; Kuleta, 1985).

Pstry piaskowiec dolny i środkowy opisano w profilu wiercenia Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974).

a. Trias środkowy

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec górny (ret)

Dolomity, wapienie, margle oraz gipsy i anhydryty. Na obszarze arkusza Wodzisław utwory pstrego piaskowca górnego (retu) rozpoznano tylko w profilu wiercenia Potok Mały IG-1 (otw. 109). Zalegają na głębokości 1755,0–1790,6 m (Jurkiewicz, red., 1980; Zbroja, Kuleta, 2001). Wykształcone są w litofacji dolomitów, wapieni i margli oraz siarczanów – reprezentują warstwy gipsowe II i warstwy z Wilczkowic (Zbroja, Kuleta, 2001). W spągu profilu występują zlepieńce złożone z otoczaków dolomitów szarych oraz kwarcu i piaskowców. Wyżej stwierdzono dolomity szare i jasnoszare, miejscami grubokrystaliczne, dolomity zlepieńcowate, margle dolomityczne, ciemnoszare i szaro-zielonawe, anhydryty drobnokrystaliczne, jasnoszare, a następnie dolomity szare, z wkładkami lub laminami jasnoszarych, drobnokrystalicznych gipsów i anhydrytów (o upadach rzędu 6–10°). W stropie badanego profilu zalegają wapienie szare, drobnokrystaliczne lub średniokrystaliczne, wapienie dolomityczne, szarozielonawe, i dolomity plamiste, z kryształkami lub druzami gipsu.

Skały retu mają szersze rozprzestrzenienie, stwierdzono je w profilach otworów zlokalizowanych w sąsiedztwie badanego terenu – Węgrzynów IG-1 (miąższość 32,1 m), Książ Wielki IG-1 (miąższość 17,0 m), Jędrzejów IG-1 (miąższość 63,4 m), Węgleszyn IG-1 (miąższość 96,0 m) (Jurkiewicz, red., 1973, 1974, 1991, 1999; Jurkiewicz, 1974) – oraz dalej w kierunkach północnym

i zachodnim (Zbroja, Kuleta, 2001). Są one podobnie wykształcone – zarejestrowano: wapienie, wapienie dolomityczne, margle dolomityczne, iłowce, dolomity, dolomity wapniste, anhydryty, gipsy, dolomity i margle. Faunę, miejscami dość liczną, ale źle zachowaną, reprezentują: *Myophoria costata* Zenker, *Myoconcha gastrochena* Dunker, *Nucula* cf. *goldfussi* Albert, *Neritaria* sp., *Natica* sp., *Pleuromya* sp., *Colobodus frequens* Dames, *Colobodus* cf. *varius* Giebel, *Lingula* sp., *Velopecten albertii* (Goldfuss), *Orbiculoidea* sp., *Colobodus* cf. *frequens* Dames i *Leda* sp., oraz fragmenty kości i łuski ryb (Jurkiewicz, red., 1973, 1991, 1999). Zdaniem Zbroi i Kulety (2001) na badanym obszarze przypuszczalnie nie zostały osadzone utwory retu dolnego.

Według Kwapisza (1977) miąższość maksymalna skał retu na obszarze arkusza Wodzisław wynosi około 130–150 m.

Wapień muszlowy

W a p i e n i e z p r z e w a r s t w i e n i a m i m a r g l i. Na obszarze arkusza Wodzisław utwory wapienia muszlowego zarejestrowano w wierceniach Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109). W profilu wiercenia Jaronowice IG-1 znajdują się one na głębokości 1741,6–1826,0 m (Jurkiewicz, red., 1976). W spągu tego profilu odnotowano wapienie szare, drobnokrystaliczne i średniokrystaliczne, z wkładkami wapieni organodetrytycznych (z fauną: *Terebratula* sp., *Velopecten albertii* (Goldfuss), *Velopecten* cf. *morrisi* Giebel, *Lima* ex gr *striata* Schlotheim, *Gervilleia* sp. i *Spiriferina* sp.; miejscami z dużą liczbą zębów i łusek ryb). W części środkowej opisywanego profilu występują wapienie, wapienie gruboławicowe, skrytokrystaliczne, często o teksturze falistej, a w jej stropie – wapienie szare, a nawet czarne, krystaliczne (Jurkiewicz, red., 1976).

W otworze Potok Mały IG-1 skały wapienia muszlowego rozpoznano na głębokości 1698,0–1755,0 m (Jurkiewicz, red., 1980). W spągu profilu zalegają wapienie szare, drobnokrystaliczne, z wkładkami ciemnoszarych margli. Wyżej występują wapienie szare, skrytokrystaliczne, zwięzłe, oraz wapienie organodetrytyczne (z *Velopecten albertii* (Goldfuss), *Rhynchonella* sp., *Lima* sp., kolcami jeżowców i członami łodyg liliowców) (Jurkiewicz, red., 1980). W stropie stwierdzono wapienie szare, mikrokrystaliczne, z laminami i przewarstwieniami ciemnoszarych margli (z *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim)).

Seria wapienia muszlowego, wykształcona bardzo podobnie – w postaci wapieni, wapieni z wkładkami margli, miejscami z wkładkami czarnych iłów, szarych mułowców lub dolomitów – znana jest z większego obszaru (Jurkiewicz, 1974). Dokumentują ją profile wierceń: Węgrzynów IG-1 (miąższość 83,7 m), Węgleszyn IG-1 (miąższość 81,0 m), Książ Wielki IG-1 (miąższość 108 m), Jędrzejów IG-1 (miąższość 93,0 m) (Jurkiewicz, red., 1973, 1974, 1991, 1999; Jurkiewicz, 1974).

Skały wapienia muszlowego, poza rejonem otworu Jaronowice IG-1, leżą, przy zachowaniu ciągłości sedymentacji morskiej, na utworach retu (Jurkiewicz, 1974). Stwierdzoną w nich faunę reprezentują: *Rhynchonella* cf. *decustrata* Girard, *Lima striata* var. *lineata* Eck, *Lima acutecostata* Assmann, *Ceratodus* sp., *Myophoria* sp., *Enantiostreon* cf. *difforme* Schlotheim, *Neritaria* sp., *Velopecten albertii* (Goldfuss), *Velopecten* cf. *morrisi* Giebel, *Pleuromya* sp., *Lingula tenuissima* Bronn, *Gervilleia* sp., *Chirodella* sp., *Hindeodella* sp., *Prioniodina* sp., oraz kolce jeżowców i fragmenty łodyg liliowców.

Jurkiewicz (1974) w centralnej części niecki miechowskiej wyróżnił wapień muszlowy: dolny, środkowy i górny. Wapień muszlowy dolny reprezentowany jest przez wapienie faliste, margle, miejscami wapienie organodetrytyczne, które można łączyć z poziomami wyróżnianymi w obrębie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich – warstwami: wolickimi, falistymi, łukowskimi i z *Lima striata*. Wapień muszlowy środkowy wykształcony jest w postaci oolitowych wapieni gąbczastych i wapieni organodetrytycznych, a wapień muszlowy górny – w postaci wapieni gruzłowych, z nieregularnymi wkładkami margli, oraz wapieni organodetrytycznych.

Według Zawidzkiej (1984): w profilu wiercenia Potok Mały IG-1 występuje tylko wapień muszlowy dolny, w profilu otworu Jaronowice IG-1 wapień muszlowy dolny sięga do głębokości co najmniej 1765,0 m, w profilu wiercenia Książ Wielki IG-1 może nie być wapienia muszlowego górnego, w wierceniu Węgleszyn IG-1 większą część profilu wapienia muszlowego stanowi wapień muszlowy dolny, w profilu wiercenia Węgrzynów IG-1 może występować tylko wapień muszlowy dolny. Jej zdaniem pozostałe odcinki badanej serii mogą być zredukowane lub wystąpiły w nich luki stratygraficzne. Zawidzka skorelowała utwory wapienia muszlowego występujące w rejonie badań z warstwami: falistymi, gogolińskimi, łukowskimi, góraŻdżańskimi i z *Lima striata*.

Fijałkowska (1995) potwierdziła, badaniami palinologicznymi, występowanie trzech poziomów wapienia muszlowego, wyróżnionych pierwotnie przez Jurkiewicza (1974). Na pewno cechuje je zróżnicowanie miąższości wzmiankowane przez Jurkiewicza (1974) i Zawidzką (1984). Czynnikami za to odpowiedzialnymi mogą być uwarunkowania tektoniczne i sedymentacyjne lub denudacja.

Według Jurkiewicza (red., 1973) miąższość maksymalna utworów wapienia muszlowego występujących na badanym terenie wynosi około 100–150 m.

b. Trias górny

Kajper

W profilu triasu górnego na obszarze arkusza Wodzisław i w jego najbliższym sąsiedztwie wydzielono utwory „kajpru" i „retyku" (Jurkiewicz, red., 1974, 1976). „Kajper" w ujęciu litostratygraficznym obejmuje niższą część profilu triasu górnego, w ujęciu chronostratygraficzym stanowi

zaś kajper (Instrukcja… z 2004 r.). „Retyk" w ujęciu litostratygraficznym obejmuje wyższą część profilu utworów triasu górnego. Do piętra kajper zaliczono więc utwory „kajpru" w dolnej części profilu oraz utwory „retyku" w części górnej.

Osady triasu górnego rozpoznane na obszarze opracowania powstawały w oscylującym i stopniowo zanikającym zbiorniku morskim, w warunkach klimatu ciepłego i suchego (Deczkowski, Gajewska, 1997).

M u ł o w c e, w a p i e n i e, d o l o m i t y, m a r g l e i p i a s k o w c e. Wydzieleniem tym objęto utwory „kajpru" w znaczeniu litostratygraficznym. Stwierdzono je w otworze Jaronowice IG-1 (otw. 2), na głębokości 1715,5–1741,6 m (Jurkiewicz, red., 1976). Są one wykształcone w postaci margli dolomitycznych, ciemnoszarych i szarych, miejscami laminowanych mułowcami ciemnoszarymi, piaskowców drobnoziarnistych, zbitych, z grudkami gipsów i żyłkami anhydrytów (w spągu), oraz iłowców i mułowców, brunatnowiśniowych i szarozielonawych, z pojedynczymi kryształkami kalcytu i gipsu (w stropie). Ich upady są rzędu 2–8°. W profilu otworu Potok Mały IG-1 (otw. 109) badane osady mają znacznie większą miąższość, rzędu 89,5 m (głębokość 1608,5–1698,0 m) (Jurkiewicz, red., 1980). Są to: dolomity szare, drobnokrystaliczne, laminowane szarymi, krystalicznymi anhydrytami, wapienie dolomityczne, dolomity z wkładkami ciemnoszarych mułowców dolomitycznych, piaskowce drobnoziarniste, ilaste, szare (w spągu), mułowce ciemnowiśniowe i szarozielonawe, z kryształami gipsu i warstewkami gipsów (w części środkowej), oraz mułowce brunatno-szare, szaro-wiśniowe, oliwkowo-szare i ciemnowiśniowe, z dolomitami, i wapienie margliste z wkładkami wapieni dolomitycznych (w stropie). Upady tych skał są rzędu 8–10°.

Skały „kajpru" znane są również z profili wierceń Węgleszyn IG-1 (miąższość 217,4 m) oraz Jędrzejów IG-1 (miąższość 140,5 m) (Jurkiewicz, 1974; Jurkiewicz, red., 1974, 1999), w których są to (od spągu): piaskowce i łupki ze szczątkami uwęglonej flory, dolomity i anhydryty oraz iłowce i mułowce. W rejonie badań utwory „kajpru" uległy silnej redukcji, np. w profilach wierceń Jaronowice IG-1 i Potok Mały IG-1 brak jest ich dolnej części (Jurkiewicz, 1974; Fijałkowska, 1995). Redukcja ta mogła być uwarunkowana tektonicznie, wynikać z uwarunkowań sedymentacji lub denudacji (Jurkiewicz, 1974).

Skał „kajpru" brak jest w profilach otworów Węgrzynów IG-1 i Książ Wielki IG-1 (Jurkiewicz, red., 1973, 1991).

Miąższość maksymalna opisywanych skał na obszarze arkusza wynosi około 150–160 m (Kwapisz, 1977).

M u ł o w c e, p i a s k o w c e, i ł o w c e i z l e p i e ń c e. Wydzieleniem tym objęto utwory „retyku" w znaczeniu litostratygraficznym. Na badanym obszarze zarejestrowano je w profilach

wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109). W otworze 2 skały „retyku" zalegają na głębokości 1407,6–1715,5 m (Jurkiewicz, red., 1976). W dolnej części profilu, na głębokości 1564,6–1715,5 m, są to iłowce brunatnowiśniowe, z drobnymi wkładkami zlepieńców śródformacyjnych (w spągu), oraz iłowce i piaskowce brunatnowiśniowe, margle, łupki margliste i mułowce, a także zlepieńce śródformacyjne (w stropie). Upady tych warstw są zmienne i wynoszą od 5 do 30°. Wyżej, na głębokości 1483,1–1564,6 m, występują mułowce brunatnowiśniowe lub szare, z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych, laminowanych detrytusem roślinnym (w spągu), oraz iłowce brunatnowiśniowe z wkładkami wapienno-dolomitycznymi (w stropie). W górnej części badanego profilu, na głębokości 1407,6–1483,1 m, zarejestrowano piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste, z wkładkami zlepieńców śródformacyjnych i pseudoooolitami (w spągu) oraz zlepieńce brunatnowiśniowe (w stropie). Zgodnie z wynikami nowszych badań palinologicznych rozpoznane osady mogą pochodzić tylko z retyku górnego (Fijałkowska-Mader, 2013).

W otworze 109 opisywane osady stwierdzono na głębokości 1424,9–1608,5 m (Jurkiewicz, red., 1980; Złonkiewicz, 2006b). Dolną część ich profilu stanowi kompleks piaszczysto-mułowcowy z drobnymi wkładkami dolomitów marglistych. Część środkowa jest mułowcowo-ilasta, z podrzędnie występującymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych. Wyżej zalegają mułowce i iłowce brunatnowiśniowe, z drobnymi wkładkami zlepieńców śródformacyjnych i wapieni drobnokrystalicznych. Upady warstw są rzędu 5–6°.

Skały „retyku" znane są też z otworów: Jędrzejów IG-1 (miąższość 213,0 m), Węgrzynów IG-1 (miąższość 224,8 m), Książ Wielki IG-1 (miąższość 114,9 m) i Węgleszyn IG-1 (miąższość 342,6 m) (Jurkiewicz, red., 1973, 1974, 1991, 1999; Jurkiewicz, 1974). Są one wykształcone dość monotonnie, jako seria ilasto-mułowcowa i piaszczysta, z wkładkami zlepieńców intraformacyjnych, a także margli dolomitycznych i wapieni. Występują w nich nieliczne okazy małżoraczków (głównie *Darvinulinidae* sp.) oraz pojedyncze, zwykle rurkowate otwornice lub pojedyncze, spirytyzowane megaspory *Triletes* sp. Upady tych warstw wynoszą zazwyczaj kilka stopni, jednak miejscami (w pobliżu stref uskokowych) wzrastają do kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu stopni.

Według Jurkiewicza (red., 1973) miąższość maksymalna opisywanych skał na obszarze arkusza Wodzisław może wynosić nawet około 350 m.

7. Jura

W ostatnich latach skały systemu jurajskiego występujące w niecce miechowskiej zostały szczegółowo opisane przez Złonkiewicza (2006a, b, 2009, 2011). W niniejszym opracowaniu oparto się głównie na pracy doktorskiej tego badacza (Złonkiewicz, 2006b).

Dane wiertnicze uzyskane zarówno na obszarze arkusza Wodzisław (z wierceń Jaronowice IG-1 – otw. 2 i Potok Mały IG-1 – otw. 109), jak i w jego sąsiedztwie (z otworów: Węgrzynów IG-1, Węgleszyn IG-1, Książ Wielki IG-1 i Jędrzejów IG-1) wskazują na brak utworów jury dolnej (Jurkiewicz, red., 1973, 1974, 1976, 1980, 1991, 1999). Potwierdzają to też wyniki analizy danych z obszaru niecki miechowskiej wykonanej przez Złonkiewicza (2006b). Najpewniej w epoce tej na obszarze objętym opracowaniem panowały warunki lądowe (Hakenberg, Świdrowska, 1996), w których dominowały procesy denudacji. Akumulowane w tym czasie osady były albo na bieżąco usuwane, albo zostały usunięte przed rozpoczęciem sedymentacji środkowojurajskiej (Złonkiewicz, 2006b).

W ostatnim czasie, już po zrealizowaniu niniejszego opracowania, ukazała się praca Wierzbowskiego (2020) zawierająca propozycję nowego schematu stratygraficznego dla utworów kimerydu południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, opracowanego na podstawie badań amonitów. Wyniki tych badań wskazują na to, że część utworów zaliczanych dawniej do górnej partii profilu oksfordu stratygraficznie należy odnosić do kimerydu dolnego.

a. Jura środkowa

Wyniki badań, którymi objęto nieckę miechowską wskazują na to, że występujące w jej obrębie skały jury środkowej to osady morskie. Powstały one w strefie szelfowej zbiornika epikontynentalnego, który na początku tej epoki zyskał połączenie z Tetydą (Złonkiewicz, 2006b). W skali regionalnej są to utwory piaskowcowo-mułowcowe i iłowcowe (bajosu), mułowcowo-piaszczyste, z wkładkami wapieni piaszczystych (batonu) oraz piaszczyste wapienie i margle z ooidami żelazistymi (keloweju) (Złonkiewicz, 2006b). Ponieważ rozpoziomowanie skał jury środkowej jest trudne z uwagi na: ich względnie podobne, monotonne wykształcenie, brak wskaźników paleontologicznych, lokalne urozmaicenia litologii, czy możliwość istnienia luk, Złonkiewicz (2006b) do takiego podziału zastosował stratygrafię sekwencji. Rozszerzeniu uległ też przedział wiekowy jaki reprezentują te utwory, o bajos górny (Złonkiewicz, 2006b).

Utwory jury środkowej na obszarze arkusza Wodzisław zarejestrowano w wierceniach Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), a w jego sąsiedztwie – w otworach: Węgrzynów IG-1, Węgleszyn IG-1 i Jędrzejów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1973, 1974, 1976, 1980, 1999). W profilach Jaronowice IG-1 i Potok Mały IG-1 stwierdzono skały odpowiednio: bajosu górnego, batonu i keloweju (Jurkiewicz, red., 1976; Złonkiewicz, 2006b) oraz batonu górnego i keloweju (Jurkiewicz, red., 1980; Złonkiewicz, 2006b). Głębokość stropu keloweju w tych wierceniach nie jest pewna. Złonkiewicz (2006b) podobnie wykształcone litologicznie utwory najwyższej części profilu jury środkowej (keloweju górnego) i najniższej części profilu jury górnej (oksfordu dolnego) opisał łącznie.

Bajos–baton

Bajos górny–baton środkowy

Łupki i mułowce. Na obszarze arkusza Wodzisław skały pochodzące z przełomu bajosu i batonu rozpoznano tylko w otworze Jaronowice IG-1 (otw. 2), w którym zalegają na głębokości 1399,7–1407,6 m (Złonkiewicz, 2006b). Wcześniej piętro bajosu w profilu tego wiercenia nie było wydzielane (Jurkiewicz, red., 1976). Miąższość utworów bajosu górnego–batonu środkowego jest silnie zredukowana (podobnie w profilach otworów: Węgrzynów IG-1 – tylko 2,0 m, Węgleszyn IG-1 – 9,0 m, Jędrzejów IG-1 – 13,0 m, ale już w profilu wiercenia Książ Wielki IG-1 – 21,3 m) (Złonkiewicz, 2006b). Występują tutaj łupki czarne i mułowce ciemnoszare, mikowe (Jurkiewicz, red., 1976), powstałe w środowisku morskim szelfu silikoklastycznego (Złonkiewicz, 2006b). Skały te znane są jedynie z próbek okruchowych, w związku z czym makroskamieniałości są w nich nieliczne. W pełniejszych profilach utworów opisywanego cyklu sedymentacyjnego wśród makroskamieniałości udało się rozpoznać: małże (często *Bositra* sp.), ramienionogi, amonity, belemnity, kolce jeżowców, trochity liliowców, skleryty strzykw, igły gąbek i mszywioły (Złonkiewicz, 2006b).

Baton–kelowej

Baton górny + kelowej dolny

Łupki i zlepieńce, miejscami mułowce. Na badanym terenie skały z przełomu batonu i keloweju odnotowano w otworach Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), na głębokości odpowiednio: 1365,0–1399,7 i 1405,0–1424,9 m (Złonkiewicz, 2006b). W profilu wiercenia Jaronowice IG-1 są to łupki czarne, mikowe, miejscami piaszczyste, gęsto laminowane mułkami szarymi, również silnie mikowymi, o upadach rzędu 1–2° (Jurkiewicz, red., 1976). Rozpoznano w nich faunę kopalną: *Bositra buchi* (Roemer), *Nucula* sp. i *Lamellibranchiata* gen. et sp. indet. (Jurkiewicz, red., 1976). W profilu otworu Potok Mały IG-1 zarejestrowano łupki ilasto-piaszczyste, prawie czarne, z blaszkami muskowitu, łupki ilaste, czarne, laminowane jaśniejszymi mułkami muskowitowymi i konkrecjami ilastego syderytu (Jurkiewicz, red., 1980). Wśród makroskamieniałości stwierdzono mszywioły i kolce jeżowców (Jurkiewicz, red., 1980). Upady warstw są rzędu 2–3°. W spągu (miąższość około 2,5 m) występują zlepieńce (zlepieniec podstawowy) złożone z okruchów szarych wapieni, brunatno-szarych łupków oraz szarozielonkawych wapieni dolomitycznych, zlepionych spoiwem ilasto-wapnistym, zawierającym drobne, żelaziste ooidy, oraz zlepieńce szarozielonawe, złożone z otoczaków wapieni, oolitów szamozytowych i drobnych ziaren białego kwarcu i spoiwie marglisto-chlorytowo-szamozytowym (Jurkiewicz, red., 1980). Zachowana makrofauna jest nieliczna i zniszczona – rozpoznano: *Nucula* sp., *Corbula* sp., *Astarte* sp. i *Posidonia*

alpina Gras (Jurkiewicz, red., 1980). W zlepieńcu podstawowym (transgresywnym), powstałym w strefie przybrzeża, Złonkiewicz (2006b) rozpoznał otoczaki skał górnotriasowych. W północnej części obszaru arkusza miejscami można spodziewać się mułowców. Wskazuje na to profil wiercenia Węgleszyn IG-1, w których odnotowano mułowce (Jurkiewicz, red., 1974)

Utwory opisywanego cyklu sedymentacyjnego na obszarze badań mają większą miąższość, w granicach 19,9–34,7 m, od rozpoznanej w jego sąsiedztwie: 9,9 m (otwór Węgleszyn IG-1), 18,3 m (otwór Węgrzynów IG-1), 19,0 m (otwór Książ Wielki IG-1) i 25,5 m (otwór Jędrzejów IG-1) (Złonkiewicz, 2006b). Powstały one w środowiskach szelfu silikoklastycznego o nieco większej głębokości niż w przypadku skał bajosu–batonu, w warunkach anoksycznych przy dnie, w czasie intensywnie rozwijającej się transgresji, przy wzrastającej subsydencji dna (Złonkiewicz, 2006b).

Wśród makroskamieniałości, w pełniejszych profilach utworów opisywanego cyklu sedymentacyjnego rozpoznano: małże (z licznymi *Bositra buchi* (Roemer)), belemnity, amonity, szczątki liliowców, kolce jeżowców, trochity liliowców i igły gąbek (Złonkiewicz, 2006b). Miejscami występują też zwęglone lub spirytyzowane szczątki roślin.

b. Jura środkowa–górna

Kelowej–oksford

Kelowej górny + oksford dolny

Wapienie piaszczyste i piaskowce wapniste. W późnym keloweju charakter sedymentacji uległ zmianie (na wapienno-piaszczystą), przy równoczesnym spadku jej tempa (Jurkiewicz, red., 1999). Na obszarze arkusza Wodzisław, w profilu wiercenia Jaronowice IG-1 (otw. 2), na głębokości 1360,0–1365,0 m, zarejestrowano utwory opisane przez Złonkiewicza (2006b) jako wapienie piaszczyste oraz wapniste mułowce piaszczyste i piaskowce wapniste. W piaskowcach, uziarnionych frakcjonalne, występują konkrecje syderytowe oraz rozproszony glaukonit. Jurkiewicz (red., 1976) skały rozpoznane na tej głębokości opisał jako wapienie i margle oraz piaskowce szaro-zielonawe. W profilu wiercenia Potok Mały IG-1 (otw. 109), na głębokości 1400,0–1405,0 m, stwierdzono osady opisane przez Złonkiewicza (2006b) jako wapienie marglisto-piaszczyste oraz wapienie piaszczyste, a przez Jurkiewicza (red., 1980) – jako wapienie szare, wapienie z przewarstwieniami margli ciemnoszarych oraz wapienie piaszczyste, jasnoszare, z odcieniem zielonawym.

Piaskowce wapniste powstały na silikoklastycznym lub silikoklastyczno-węglanowym szelfie pośrednim i bliskim, natomiast wapienie piaszczyste – w nieco głębszych strefach basenu lub szelfu węglanowego (Złonkiewicz, 2006b).

c. Jura górna

Na obszarze arkusza Wodzisław skały jury górnej reprezentują piętra oksford i kimeryd (Jurkiewicz, red., 1976, 1980). Utwory górnojurajskie występujące w niecce miechowskiej, a więc i na badanym terenie, powstały na pograniczu zbiornika epikontynentalnego i rozległej zatoki Tetydy (Złonkiewicz, 2006b). Początkowo, we wczesnym i środkowym oksfordzie, akumulacja odbywała się w warunkach nerytycznych otwartego szelfu węglanowego, później – w późnym oksfordzie–wczesnym kimerydzie) – na platformie węglanowej, i ponownie – w późnym kimerydzie – w głębszych strefach szelfu (Złonkiewicz, 2006b). Skały jury górnej rozpoznane w profilach wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109) zostały rozpoziomowane przez Złonkiewicza (2006b). Osady tego wieku, stwierdzone w otworach 136 i 145, zalegające na głębokości odpowiednio: 358,0–422,0 i 542,5–806,7 m (nie przewiercono), nie zostały rozdzielone, przy czym należy sądzić, że w górnej części tych profili występują skały kimerydu.

Oksford

Oksford środkowy + górny

Wapienie, wapienie margliste i margle. Złonkiewicz (2006b) w obrębie utworów oksfordu środkowego i górnego niecki miechowskiej wyróżnił, na podstawie podziału Matyi (1977), następujące jednostki litostratygraficzne: margle i wapienie margliste (kompleks najstarszy), wapienie morawickie, wapienie siedleckie i wapienie skaliste (występujące w obrębie wapieni siedleckich), a także wapienie kredowate (kompleks najmłodszy). Wapienie kredowate stratygraficznie swoim zasięgiem obejmują oksford górny–kimeryd dolny.

W profilach otworów Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), zlokalizowanych na obszarze arkusza Wodzisław, nie występuje jednostka najmłodsza – wapienie kredowate (Złonkiewicz, 2006b). Skały pozostałych jednostek/kompleksów zalegają na głębokości 804,7–1360,0 m (otw. 2) i 817,6–1400,0 m (otw. 109) (Złonkiewicz, 2006b). Wapieni kredowatych nie stwierdzono również w profilu otworu Książ Wielki IG-1 (Złonkiewicz, 2006b). Można jednak przypuszczać, że utwory te występują na badanym terenie, prawdopodobnie w jego częściach zachodniej i północno-wschodniej. Wapienie kredowate i pozostałe, starsze jednostki litostratygraficzne oksfordu znane są z profili wierceń wykonanych w bliskim sąsiedztwie obszaru niniejszego opracowania: Jędrzejów IG-1, Węgrzynów IG-1 i Węgleszyn IG-1 (Złonkiewicz, 2006b).

Kompleks skalny margle i wapienie margliste cechuje niewielka miąższość, rzędu kilku–kilkunastu metrów (Złonkiewicz, 2006b). W rejonie badań jest on miejscami trójdzielny: w spągu występują margle, wyżej – wapienie i wapienie margliste, a w stropie – ponownie margle (Złonkiewicz,

2006b). W profilu wiercenia Potok Mały IG-1 (otw. 109) w stropie opisywanego kompleksu występują szare wapienie, wapienie margliste z pyłem kwarcowym oraz z przeławiceniami margli mułowcowych i cienkimi wkładkami czarnych mułowców marglistych. W utworach tych zaobserwowano kanały żerowiskowe typu *Chondrites* oraz kanały pionowe i ukośne, miejscami osady są całkowicie zbioturbowane (Złonkiewicz, 2006b). Skały badanego kompleksu powstały w warunkach otwartego szelfu, na głębokości rzędu około 100–200 m i przy niewielkim zróżnicowaniu dna (Złonkiewicz, 2006b). W wapieniach rozpoznano igły gąbek i fragmenty kolców jeżowców.

Kompleks skalny wapienie morawickie ma wyrównaną miąższość, najczęściej około 100 m (obserwowana jest też lokalna zmienność miąższości) (Złonkiewicz, 2006b). Dominującym typem litologicznym skał są średnioławicowe i gruboławicowe wapienie pelityczne i drobnodetrytyczne (Złonkiewicz, 2006b). Ich barwa jest zmienna, od jasnoszarych, przez beżowe, po szarobrązowe i kremowoszare. Częste są tuberoidy (zmumifikowane fragmenty ciała miękkiego gąbek), a ich rozmieszczenie miejscami wyraźnie wskazuje na prądową genezę osadu (Złonkiewicz, 2006b). Wapienie morawickie to utwory głębokiego, otwartego szelfu węglanowego Tetydy (Złonkiewicz, 2006b).

Kompleks skalny wapienie siedleckie jest najbardziej miąższy. Na obszarze arkusza Wodzisław, w profilach wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109) jego miąższość wynosi odpowiednio: 441,5 i 456,3 m (Złonkiewicz, 2006b). W niecce miechowskiej opisywany kompleks wykształcony jest w dwóch dominujących facjach: pelitycznej oraz pelityczno-detrytycznej (pelityczno-gąbkowej) (Złonkiewicz, 2006b). Facja pelityczna reprezentowana jest przez monotonnie wykształcone wapienie pelityczne, białoszare, szare, kremowoszare i szarożółte, z wkładkami wapieni marglistych i margli (Złonkiewicz, 2006b). Występują w nich też laminy czarnych iłów. Wapienie są w różnym stopniu zlityfikowane, od twardych wapieni cienkoławicowych po brudzące palce, masywne wapienie pelityczne (Złonkiewicz, 2006b). Badane wapienie przeważnie pozbawione są detrytu, wyjątkowo występują pojedyncze intraklasty i fragmenty kolców jeżowców. W ławicach silniej zlityfikowanych odnotowano pojedyncze trochity liliowców, muszle ramienionogów, małżoraczki i igły gąbek (Złonkiewicz, 2006b). Z kolei fację pelityczno-detrytyczną (pelityczno-gąbkową) tworzą płytowe wapienie z detrytem i wapienie pelityczne (Złonkiewicz, 2006b). Wapienie detrytyczne wyróżnia obecność intraklastów oraz pelletów (Złonkiewicz, 2006b). W profilach wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), w najniższej części tego kompleksu, występują rzadkie tuberoidy i fragmenty gąbek (Złonkiewicz, 2006b). W profilach wapieni siedleckich notowane są buły krzemieni (Jurkiewicz, red., 1976). Wapienie siedleckie powstały w środowiskach otwartego szelfu węglanowego, na rozległych obszarach dna pokrytych mułem węglanowym, na przedpolu platformy węglanowej (Złonkiewicz, 2006b). W obrębie lokalnych stref wyniesionych

powstawały biohermy. Facje pelityczne, z wkładkami margli, wskazują na okresowe pogłębianie zbiornika. Opisane typy facjalne są zapisem zróżnicowania batymetrii i dynamiki wód w basenie, a pośrednio także zmieniających się tendencji transgresywno-regresywnych (Złonkiewicz, 2006b).

Kompleks skalny wapienie skaliste rozpoznano w profilu wiercenia Jaronowice IG-1 (otw. 2), na głębokości 1104,0–1122,0 m (Złonkiewicz, 2006b). Nie stwierdzono go w profilu otworu Potok Mały IG-1 (otw. 109), jak również w profilach wierceń Jędrzejów IG-1 i Książ Wielki IG-1, występuje w profilach otworów Węgleszyn IG-1 i Węgrzynów IG-1 (Złonkiewicz, 2006b). Nazwa kompleksu nawiązuje do wapieni występujących powierzchniowo, tworzących formy skałkowe. W profilu otworu 2 stwierdzono wapienie szare (mudstone) z plamami tuberoidowymi, wapienie organodetrytyczne (wackstone, packstone, grainstone) z licznymi fragmentami gąbek, muszlami małży i stromatolitami oraz z licznymi czertami i krzemieniami, a także, podrzędnie, wapienie pelityczne (Złonkiewicz, 2006b). Wapienie te są utworami „luźnych" bioherm glonowo-gąbkowych, powstałych na wyniesionych obszarach dna otwartego szelfu węglanowego, pośród równin pokrytych mułem węglanowym (Złonkiewicz, 2006b). Budowle biohermowe powstawały na głębokości około 100–200 m (Złonkiewicz, 2006b).

Kompleks skalny wapienie kredowate tworzą białe wapienie drobnoziarniste, silnie porowate i kruche, miejscami organodetrytyczne (Złonkiewicz, 2006b). Są one związane z recesją zbiornika, powstały w środowiskach szelfowych o głębokości około 100–200 m, a nawet płytszych, przy małej dynamice wód (Kutek, 1968, 1969). Nie jest znana miąższość skał tego kompleksu na obszarze badań.

Według Kwapisza (1977) maksymalna miąższość opisywanych skał na terenie arkusza Wodzisław może wynosić około 740–750 m.

Kimeryd

Wapienie, muszlowce, wapienie płytowe, wapienie detrytyczne, wapienie oolitowe i margle. Złonkiewicz (2006b) w obrębie skał kimerydu niecki miechowskiej wydzielił nadkompleksy: oolitowo-płytowy (starszy) oraz marglisto-muszlowcowy (młodszy) (tab. 1). Tworzą je kompleksy utworów charakteryzujące się zmienną litologią (i od niej biorące swe nazwy). Nie wszystkie z nich występują na obszarze arkusza Wodzisław. W profilach wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109) skały kimerydu rozpoznano na głębokości odpowiednio: 699,2–804,7 i 723,3–817,6 m (Złonkiewicz, 2006b). Są to głównie utwory kimerydu dolnego oraz dolnej części kimerydu górnego (Złonkiewicz, 2006b). W profilu kimerydu badanego obszaru obecne są również wapienie kredowate, których wprawdzie nie zarejestrowano w otowrach 2 i 109, a które rozpoznano np. w otworach Węgrzynów IG-1 i Jędrzejów IG-1 (Złonkiewicz, 2006b).

Tabela 1

PODZIAŁ UTWORÓW KIMERYDU POŁUDNIOWO-ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA MEZOZOICZNEGO GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH WEDŁUG KUTKA (1968), SIEMIĄTKOWSKIEJ-GIŻEJEWSKIEJ (1974), MATYI (1977), BARSKIEGO (1999) I ZŁONKIEWICZA (2006B, 2009) ORAZ ICH WYBRANE ODPOWIEDNIKI W NIECCE MIECHOWSKIEJ (NIECCE NIDY) WEDŁUG ZŁONKIEWICZA (2006B)

Południowo-zachodnie obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich	Niecka miechowska (niecka Nidy)	
Muszlowce stropowe	Nadkompleks margliśto-mułowcowy	
Iły stropowe		
Muszlowce brzeskie		Muszlowce staniewickie
Górne wapienie płytowe		
Muszlowce skorkowskie		
Wapienie płytowe	Nadkompleks oolitowo-płytowy	Ogniwo pelityczno-margliste
Iły podścielające		
Kompleks płytowo-oolitowy (oolitowo-płytowy)		Wapienie kredowate z Milianowa
Horyzont onkolitowy		
Oolit górny		Oolit górny
Wapienie pasiaste		Płytowy wapień detrytyczny
Oolit dolny		Oolit dolny
Najniższy poziom marglisty		
Podścielający wapień pelityczny		
Utwory znad wapieni kredowatych		
Wapienie kredowate		

W profilu otworu Jaronowice IG-1 (otw. 2) zarejestrowano utwory skalne opisane jako: oolit dolny i oolit górny (na głębokości 773,3–804,7 m; tworzą one dość charakterystyczny poziom, mający, co najważniejsze, regionalne rozprzestrzenienie), wapienie płytowe (na głębokości 719,0–773,3 m; wapienie te wyklinowują się obocznie, na północ (otwory Węgleszyn IG-1 i Jędrzejów IG-1) i na południe (otwory Węgrzynów IG-1 i Książ Wielki IG-1) od badanego terenu zastępują je lub pojawiają się dodatkowo skały kompleksu płytowo-oolitowego) i muszlowce skorkowskie (na głębokości 699,2–719,0 m).

W profilu otworu Potok Mały IG-1 (otw. 109) rozpoznano muszlowce staniewickie (Złonkiewicz, 2006b), znane też z górnych części profili wierceń Jędrzejów IG-1 i Książ Wielki IG-1 (Złonkiewicz, 2006b). Profil otworu 109 wydaje się być ograniczony do skał tylko tego kompleksu (Złonkiewicz, 2006b).

Oolit dolny i oolit górny tworzą wapienie detrytyczne, białe, z ooidami, podrzędnie z pelletami, w których w różnym stopniu występują wkładki wapieni (Złonkiewicz, 2006b). Miejscami mogą pojawiać się też margle lub wapienie margliste. Utwory te powstały w płytkich środowiskach

platformy węglanowej, w strefach o dużej dynamice wód, na głębokości do około 15 m (Złonkiewicz, 2006b). Ich powstanie związane jest z transgresją morską.

Kompleks płytowo-oolitowy to utwory pelityczno-margliste oraz pelityczno-detrytyczne: margle, wapienie margliste, wapienie masywne, częściowo gruzłowe, częściowo ooidowe, onkoidowe, biodetrytyczne (zawierające muszle małży: *Exogyra* sp., *Lopha* sp., *Ostrea* sp., *Trigonia* sp., i ramienionogów *Septaliphoria* sp., oraz pokruszone kolce jeżowców), płytowe (Złonkiewicz, 2006b). Wskazują one na nieco zmienne środowisko sedymentacji, od platformy węglanowej funkcjonującej podczas recesji morskiej po środowisko otwartego morza podczas transgresji (Złonkiewicz, 2006b).

Wapienie płytowe to szare wapienie detrytyczne składające się z ooidów, grudek pelletowych, rzadkich onkoidów oraz biodetrytu (zbudowanego ze skorup muszli małży i ramienionogów, kolców jeżowców, trochitów liliowców, fragmentów koralowców oraz odnóży raków) (Złonkiewicz, 2006b). Wśród wapieni spotykane są przewarstwienia wapieni marglistych, rzadziej wapieni pelitycznych. Opisywane utwory powstały w płytkich środowiskach platformy węglanowej, przy zmiennej dynamice wód (Złonkiewicz, 2006b).

Muszlowce skorkowskie występujące na badanym obszarze to wapienie pelityczne, jasnokremowe, z intraklastami (intramikryt) i grudkami (pelmikryt), miejscami z rozproszonymi ooidami (Złonkiewicz, 2006b). Biodetryt stanowią pokruszone lub zachowane w całości muszle małży: *Ostrea* sp., *Lopha* sp., *Lithophaga* sp. (Złonkiewicz, 2006b), a także pokruszone kolce jeżowców i fragmenty koralowców oraz muszle ślimaków *Natica* sp. (Złonkiewicz, 2006b). Opisywane muszlowce powstały w płytkomorskich środowiskach szelfowych lub związanych z platformą węglanową (Złonkiewicz, 2006b).

Muszlowce staniewickie reprezentują szaroniebieskie margle (mudstone, mikryt), laminowane poziomo i soczewkowo marglami z intraklastami (intramikryt), zawierające faunę małży: *Exogyra* sp., *Lopha* sp. i *Ostrea* sp., (w dolnej części profilu), oraz margle, wapienie margliste, wapienie nieco piaszczyste (w górnej części profilu) (Złonkiewicz, 2006b). Powstały podczas transgresji, poza zasięgiem platformy węglanowej, w środowiskach szelfowych o niewielkiej dynamice wód, często przy ograniczonej dostawie tlenu, głębszych (Złonkiewicz, 2006b).

Przyjęta przez Kwapisza (1977) maksymalna miąższość utworów kimerydu na badanym terenie może w jego północnej części dochodzić do około 140–160 m.

8. Kreda

Podział stratygraficzny utworów kredowych odsłaniających się na powierzchni terenu arkusza Wodzisław dostosowano do przedstawionego na arkuszach SMGP: Miechów (Rutkowski, Mądry,

1994, 1997), Nagłowice (Drozd i in., 2020, 2021) i Jędrzejów (Mądry, 2023a, b). Uwzględniono też wyniki prac wykonanych na potrzeby arkusza Tarnów Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Mądry, Salwa, 2020a, b; Salwa, Mądry, 2020). Zrezygnowano więc z wydzielenia dotychczas wyróżnianych utworów (piaskowce wapniste z pakietami margli piaszczystych) warstw przejściowych, kampanu górnego–mastrychtu dolnego (Kwapisz, 1977, 1978b), i włączono je do kampanu (Mądry, Salwa, 2020a, b; Salwa, Mądry, 2020). Wyróżnione w pierwszej wersji arkusza Wodzisław dwa poziomy skał mastrychtu dolnego – starszy (margle, margle piaszczyste i wapienie margliste) i młodszy (opoki i margle piaszczyste z wkładkami piaskowców) (Kwapisz, 1977, 1978b) – w niniejszym opracowaniu przedstawiono łącznie, jako utwory mastrychtu dolnego.

Profil skał kredowych opisano na podstawie prac Hakenberga i innych (1973) oraz Jurkiewicza (red., 1976, 1980), stanowiących podsumowanie głębokich wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), a także późniejszych prac Jurkiewicza (1981) i Hakenberga (1986). W profilu otworu Potok Mały IG-1 (otw. 109) początkowo wyróżniano utwory albu (Hakenberg i in., 1973; Jurkiewicz, red., 1980). Później osady te zaliczono jednak do cenomanu (Jurkiewicz, 1981; Hakenberg, 1986). Profil otworu Jaronowice IG-1 (otw. 2) nie dokumentuje warstw wieku albskiego (Hakenberg i in., 1973; Jurkiewicz, red., 1976). Utwory albu znane są m.in. z wierceń oraz wystąpień powierzchniowych w północno-zachodniej części niecki miechowskiej (Hakenberg, 1986).

Podłoże utworów górnokredowych występujących na badanym obszarze stanowią skały kimerydu (Kwapisz, 1978b; Złonkiewicz, 2006b). Być może jedynie w rejonie Marcinowic, w spągu utworów kredy znajdują się skały oksfordu (Kwapisz, 1978b; Złonkiewicz, 2006b).

a. Kreda górna

Cenoman

P i a s k o w c e , p i a s k i i p i a s k o w c e z l e p i e ń c o w a t e , z g l a u k o n i t e m . Na obszarze arkusza Wodzisław utwory cenomanu rozpoznano w wierceniach: Jaronowice IG-1 (otw. 2), Potok Mały IG-1 (otw. 109) (Jurkiewicz, red., 1976, 1980; Jurkiewicz, 1981; Hakenberg, 1986), Emilianów 1 (otw. 136) i Wodzisław 1 (otw. 145) (Łyczewska, 1971b; Kwapisz, 1977, 1978b). Ich miąższość wynosi odpowiednio: 86,8 m (głębokość 612,4–699,2 m), 43,3 m (głębokość 680,0–723,3 m), 19,0 m (głębokość 339,0–358,0 m) i 16,5 m (głębokość 526,0–542,5 m). W profilu otworu 109 głębokość zarówno spągu, jak i stropu opisywanych skał jest skorygowana (spąg – Złonkiewicz, 2006b; strop – Jurkiewicz, 1981). Spąg (powierzchnię graniczną utworów jury i kredy) pierwotnie opisano (Jurkiewicz, red., 1980) na głębokości 719,7 m, a strop – na głębokości 680,0 m.

Dolną część profilu wiercenia Jaronowice IG-1 (otw. 2) tworzą piaskowce jasnoszare i zielonkawe, glaukonitowe i mikowe, słabo zwięzłe, wapniste, piaskowce zlepieńcowate, szare, silnie zwięzłe, ze smugami piaskowców białych, oraz piaskowce szare, drobnoziarniste i średnioziarniste, wapniste, z dużą ilością iłów czarnych, kruchych, oraz z wkładkami piasków. W piaskowcach tych występują też glaukonit, miki oraz substancja fosforanowa, mająca charakter lokalnego spoiwa lub tworząca konkrecje. Wyżej rozpoznano piaski drobnoziarniste z glaukonitem, piaskowce drobnoziarniste, białe, często z nieregularnymi laminami mułowców czarnych, piaskowce białe, bezwapniste, nieco glaukonitowe, średnio zwięzłe, oraz piaskowce ciemnoszare, miejscami zlepieńcowate, partiami silnie ilaste i wapniste. Niektóre wkładki piaskowcowe cechuje zapach bituminów. W stropie opisywanego profilu rozpoznano piaskowce drobnoziarniste, szare i szaro-zielonkawe, wapniste, silnie ilaste, oraz piaskowce zlepieńcowate, jasnoszare, zwięzłe, porowate, o wapnistym spoiwie. Niekiedy obecne są żwiry kwarcowe. Miejscami występują piaskowce o spoiwie krzemionkowym (Jurkiewicz, red., 1976). Makrofauny ani mikrofauny w badanych osadach nie znaleziono. Serię tę zaliczono do cenomanu na podstawie podobieństwa litologicznego do innych osadów tego wieku rozpoznanych na obszarze niecki miechowskiej (Jurkiewicz, red., 1976).

W profilu otworu Potok Mały IG-1 (otw. 109), w spągu, rozpoznano piaskowce jasnoszare, nieco glaukonitowe, średnioziarniste i drobnoziarniste, dość zwięzłe, o spoiwie wapnisto-ilastym, oraz piaskowce zlepieńcowate, jasnoszare, zwięzłe, o spoiwie krzemionkowo-ilastym, glaukonitowe (Jurkiewicz, red., 1980). Piaskowce zlepieńcowate opisywane są także jako zlepieniec podstawowy (Hakenberg i in., 1973). Wyżej występują piaskowce średnioziarniste i drobnoziarniste, z glaukonitem, bezwapniste, z nieregularnymi przewarstwieniami lub soczewkowatymi wkładkami piaskowców białych, drobnoziarnistych, zwięzłych, o spoiwie chalcedonowym. W częściach środkowej i stropowej badanego profilu zalegają piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste i średnioziarniste, z ziarnami glaukonitu, kruche i rozsypliwe, o spoiwie ilastym lub ilasto-wapnistym, z nieregularnymi laminami piaskowców drobnoziarnistych, ilastych. Licznie występują ziarna glaukonitu, a skupienia ziemistego pirytu są rozproszone. Znaleziono tutaj pojedynczy okaz małża *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby) (Jurkiewicz, red., 1980).

Skały cenomanu na obszarze arkusza Wodzisław maksymalną miąższość osiągają w jego części północnej. Według Kwapisza może ona dochodzić do około 150–170 m.

Turon + koniak

M a r g l e , m i e j s c a m i w a p i e n i e m a r g l i s t e . W profilu otworu Jaronowice IG-1 (otw. 2) utwory turonu i koniaku opisano łącznie, na głębokości 591,4–612,4 m (Jurkiewicz, 1981),

początkowo zaznaczając, że występowanie turonu jest niepewne (Jurkiewicz, red., 1976). Później Jurkiewicz (1981) wydzielił turon na głębokości 602,0–612,4 m, wykształcony w postaci mułowców szarych, silnie wapnistych, laminowanych ciemnoszarymi marglami piaszczystymi, z wkładkami margli szaro-zielonawych, dość silnie piaszczystych (Jurkiewicz, red., 1976). Koniak reprezentują, zarejestrowane w części górnej badanego profilu, margle szare i ciemnoszare, zwięzłe i zbite, z rzadkimi wtrąceniami ziemistego pirytu, miejscami przechodzące w wapienie margliste, zwięzłe, nieco piaszczyste, z fauną inoceramową (np. *Inoceramus cardissoides* (Goldfuss)) (Jurkiewicz, red., 1976).

W profilu otworu Potok Mały IG-1 (otw. 109) utwory turonu i koniaku od początku były rozdzielone (Jurkiewicz, red., 1980). Seria turonu osiąga miąższość 45,0 m (głębokość 635,0–680,0 m) i wykształcona jest w postaci wapieni jasnoszarych, piaszczystych, z przewarstwieniami szarozielonych margli i drobnymi grudkami glaukonitu, oraz piaskowców białych, średnio zwięzłych, o spoiwie wapnistym i ilasto-wapnistym, glaukonitowych, kruchych (Jurkiewicz, red., 1980). Skały koniaku zalegają na głębokości 603,5–635,0 m (miąższość 31,5 m). Są to margle szare, z niewielką domieszką muskowitu, plamiste, z pojedynczymi ziarnami pirytu (Jurkiewicz, red., 1980). W utworach koniaku występują nieliczne małże (*Inoceramus* cf. *cardissoides* (Goldfuss), *Inoceramus* aff. *cardissoides* (Goldfuss)) i ramienionogi (Rhynchonellidae) oraz dość liczne otwornice (S*tensioeina praeexculpta* (Keller), *Globotruncana* sp., *Arenobulimina* sp., *Globorotalia micheliniana* (d'Orbigny) i *Lagenidae*).

Utwory turonu leżą przekraczająco na starszych osadach, a swoim wykształceniem litologicznym wskazują na pogłębianie zalewu morskiego i powolne ujednolicanie sedymentacji (Jurkiewicz, 1970). Zarówno w turonie, jak i na przełomie turonu i koniaku mogły jednak występować jeszcze okresowe przerwy w sedymentacji, związane z czasowym podnoszeniem dna morskiego (stąd dopływy materiału terygenicznego) (Pożaryski, 1966; Jurkiewicz, 1970, 1981).

Nie jest znana głębokość zalegania utworów turonu i koniaku w wierceniu Emilianów 1 (otw. 136). Zdaniem Łyczewskiej (1971b) w otworze Wodzisław 1 (otw. 145) utwory turonu mogą zalegać na głębokości 515,0–526,0 m (?), zaś skały koniaku na głębokości 460,0–515,0 m (?).

Kwapisz (1977) oszacował maksymalną łączną miąższość skał turonu i koniaku występujących na obszarze niniejszego opracowania na około 150–190 m.

Santon

M a r g l e i w a p i e n i e m a r g l i s t e. Utwory santonu na obszarze arkusza Wodzisław rozpoznano w profilach wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109) (Jurkiewicz, red., 1976, 1980), na głębokości odpowiednio: 518,8–591,4 m (miąższość 72,6 m) i 496,0–603,5 m

(miąższość 107,5 m) (Jurkiewicz, 1981). W ich spągu występują margle ze szczelinami zabliźnionymi kalcytem, margle zwięzłe, margle piaszczyste oraz drobne wkładki zlepów muszlowych z fauny inoceramowej i wapienie margliste. Wyżej zalegają margle nieco mikowe, margle zwięzłe, margle piaszczyste, margle średnio zwięzłe i margle grubotabliczkowe, a następnie margle wapniste, margle silnie zwięzłe, margle szarozielonkawe (w partiach silnie wapnistych występują konkrecje krzemieni szarych (czertów)). Część stropową profilu tworzą margle, margle szare, silnie ilaste, średnio zwięzłe, z licznymi drobnymi konkrecjami ciemnych krzemieni oraz wtrąceniami ziemistego pirytu i spirytyzowanej flory. Upady warstw wynoszą 2–3°. W opisywanych utworach stwierdzono obecność makrofauny (*Spongiae* indet., *Cyclothyris*? sp. i małże, np.: *Inoceramus patootensis* de Loriol, *Inoceramus cardissoides* (Goldfuss), *Inoceramus* sp. i *Ostrea* sp.) (Jurkiewicz, red., 1976, 1980) i otwornic (*Globotruncana lapparenti bulloides* (Vögler), *Globotruncana globigerinoides* (Brotzen), *Globotruncana marginata* (Reuss), *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny), *Gyroidina globosa* (Hagenow) i *Ataxophragmium* sp.) (Jurkiewicz, 1980).

Utwory santonu powinny występować również w profilach wierceń Emilianów 1 (otw. 136) i Wodzisław 1 (otw. 145). Ich dokładna głębokość zalegania nie jest jednak znana.

Miąższość skał santonu występujących na terenie arkusza Wodzisław może dochodzić do około 160–180 m w jego części północno-wschodniej (Kwapisz, 1977).

Kampan

Margle, wapienie margliste, opoki i piaskowce. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza Wodzisław, na powierzchni terenu, w pasie o szerokości do około 5 km, odsłaniają się utwory kampanu. Są to margle, wapienie margliste i opoki. Dominują margle jasnoszare i ciemnoszare, zwięzłe. Podrzędnie występują wapienie margliste i opoki jasnoszare. Tło skalne margli stanowią pelit węglanowy, minerały ilaste oraz uwodnione tlenki i wodorotlenki żelaza, w których obrębie występują okruchy detrytusu pochodzenia zarówno organicznego, jak i nieorganicznego. Szczątki organiczne to głównie spikule gąbek węglanowych i krzemionkowych oraz otwornice węglanowe, często wypełnione opalem. Detrytus nieorganiczny to ziarna kwarcu, muskowitu, glaukonitu lub, rzadziej, ziarna utworów piroklastycznych. Tekstura margli jest bezładna. Miejscami występują w nich glaukonit i piryt. Opisywane osady w kierunku północno-wschodnim ustępują piaskowcom wapnistym, drobnoziarnistym, kwarcowym, o spoiwie marglistym, z pakietami margli piaszczystych, wyróżnianym wcześniej jako strefa przejściowa kampan–mastrycht (Kwapisz, 1977, 1978b).

W utworach kampanu odsłaniających się na badanym terenie wśród makroskamieniałości rozpoznano jedynie szczątki inoceramów, których niestety, z uwagi na stopień zniszczenia, nie można

było ściśle oznaczyć (Kwapisz, 1978b). Wiek skał ustalono na podstawie wyników badań mikrofaunistycznych (Gawor-Biedowa, 1974) – rozpoznano otwornice: *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny), *Bolivina incrassata* Reuss, *Dorothia oxycona* (Reuss) i *Cibicides involuta* (Reuss). Znaczenie stratygraficzne mają dwa pierwsze gatunki.

Najdokładniej opisywane utwory rozpoznano w profilach wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), na głębokości odpowiednio: 264,1–518,8 m (miąższość 254,7 m) i 160,0–496,0 m (miąższość 336,0 m). W spągu profili występują wapienie i wapienie margliste, białe i jasnoszare, miejscami laminowane marglami szarymi lub jasnoszarymi, lub wapienie jasnoszare, a wyżej – margle jasnoszare, piaszczyste, z rozproszonymi grudkami ziemistego pirytu, margle szare, miejscami pasiaste (Jurkiewicz, red., 1976, 1980). Obserwowane miejscami w tych utworach pionowe spękania zabliźnione są kalcytem. Upady kształtują się na poziomie 2–5°. W materiale uzyskanym z rdzeni obu otworów stwierdzono obecność amonitów, gąbek, belemnitów, inoceramów (jak *Inoceramus balticus* Böhm) i innych małży (jak *Chlamys* sp. i *Ostrea* sp.) oraz otwornic (*Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana canaliculata* (Reuss), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana marginata* (Reuss), *Bolivina decorata* Jones, *Bolivina incrassata* Reuss, *Stensioeina pommerana* Brotzen i *Stensioeina exsculpta* (Reuss)) (Jurkiewicz, red., 1976, 1980). Miejscami trafiają się też spirytyzowane szczątki roślin (Jurkiewicz, red., 1976).

Utwory kampanu występują również w profilach wierceń Emilianów 1 (otw. 136) i Wodzisław 1 (otw. 145). Ich dokładna głębokość zalegania nie jest jednak znana.

Według Kwapisza (1977) utwory kampanu maksymalną miąższość na badanym terenie osiągają w jego części północno-wschodniej. Może ona dochodzić do około 480 m.

Mastrycht

Mastrycht dolny

Opoki i margle, z wkładkami piaskowców i wapieni marglistych. Na obszarze arkusza Wodzisław, na północny wschód od wychodni utworów kampanu, w pasie o szerokości około 5–8 km występują opoki i margle, margle, margle piaszczyste i wapienie margliste (Kwapisz, 1977). Dominują opoki i margle. Margle są zwięzłe, jasnoszare, podczas wietrzenia rozpadają się na owalne, łuszczące się bryły. Wapienie margliste, stwierdzone w okolicach: Wodzisławia, Zielonek i Sędziszowa (Kwapisz, 1978b), podczas wietrzenia rozpadają się na płytki. Fauna odnotowana w opisywanych skałach jest zazwyczaj uboga i niecharakterystyczna – rozpoznano m.in.: *Inoceramus regularis* d'Orbigny, *Inoceramus balticus* Böhm, *Avicula caudigera* Zittel, *Hauericeras gardeni* (Baily) i *Acanthoscaphites roemeri* d'Orbigny (Mazurek, 1925; Błaszkiewicz, 1965),

ponadto, wśród mikrofauny, otwornice *Globotruncana arca* (Cushman), *Cibicides involuta* Reuss oraz przewodnie *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) i *Bolivina incrassata* Reuss, a także dość liczne małżoraczki (*Ostracoda* sp.) (Gawor-Biedowa, 1974; Kwapisz, 1978b). Miejscami, głównie w marglach i marglach piaszczystych, stwierdzono niemal zupełny brak fauny (Kwapisz, 1978b).

Jeszcze dalej na północny wschód, za linią Jadwigów–Pawłowice–Klemencice, miejscami dominują opoki, miejscami – margle lub margle piaszczyste. Lokalnie pojawiają się też piaskowce. Tło skalne margli ma charakter pelitowy, tworzą je węglany, minerały ilaste oraz uwodnione tlenki i wodorotlenki żelaza (Kwapisz, 1978b). Występują w nim liczne szczątki organiczne, okruchy skorup małży cienkoskorupowych, spikule gąbek węglanowych i krzemionkowych oraz pancerzyki otwornic wypełnione wtórnie opalem (Kwapisz, 1978b). Ponadto obecne są ziarna kwarcu detrytycznego. Krzemionka pochodzenia organicznego (głównie opal) stanowi około 10% objętości badanych skał. Zawartość CaO wynosi około 25–30%, SiO_2 – około 36–41%. Wśród tych utworów piaskowce stanowią wkładki i występują w ich górnych partiach. Są to piaskowce drobnoziarniste, żółte z odcieniem jasnoszarym lub jasnoszare, białe. Materiał detrytyczny piaskowców, źle wysortowany i słabo obtoczony, stanowią kwarc, skalnie potasowe, łyszczyki, glaukonit i fosforany. Skały te, bardziej odporne na wietrzenie od opok i margli, tworzą wydłużone garby, np. w rejonie Prząsławia (Kwapisz, 1978b). Utwory tego wydzielenia są spękane do głębokości kilkudziesięciu metrów (Kwapisz, 1978b). Okruchy skał powleczone są wodorotlenkami żelaza i tlenkami manganu. Upady warstw są niewielkie, do kilku stopni, warstwy te często zalegają poziomo (Kwapisz, 1978b). Wiek badanych utworów został udokumentowany wynikami oznaczeń makrofauny i mikrofauny. W skałach uzyskanych z rdzenia otworu Jaronowice IG-1 (otw. 2) zarejestrowano *Lamellibranchiata* indet., *Gastropoda* indet., *Ostrea* sp., *Inoceramus* e.g. *balticus* Böhm, *Baculites* sp. i *Spongiae* indet. (Jurkiewicz, red., 1976), a w utworach z rdzenia wiercenia Potok Mały IG-1 (otw. 109) – *Lima* sp., *Inoceramus* sp. i *Lamellibranchiata* indet. (Jurkiewicz, 1970).

Badania wykonane w centralnej części niecki miechowskiej dokumentują obecność makrofauny: *Hoploscaphites constrictus* Sowerby, *Acanthoscaphites bispinosus* Nowak, *Inoceramus tegulatus* Hagenow, *Acanthoscapites tridens* Kner, *Pachydiscus neubergicus* (Hauer) i *Belemnitella lanceolata* Schlotheim (Kwapisz, 1978b). Analizy mikrofaunistyczne wykazały występowanie: *Bolivna incrassata* Reuss, *Bolivinoides decorata* (Jones), *Globotruncana canaliculata* (Reuss), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) i *Cibicides bembix* (Marsson) (Jurkiewicz, 1965; Jurkiewicz, red., 1980; Gawor-Biedowa, 1974). Oprócz fauny morskiej w opisywanych utworach odnotowano florę lądową. W Ciernie-Zaszosiu znaleziono odciski liści i łodyg (Łyczewska, 1971b).

Pełna miąższość utworów mastrychtu dolnego znana jest z profili wierceń Jaronowice IG-1 (otw. 2) i Potok Mały IG-1 (otw. 109), w których wynosi odpowiednio: 264,1 m (głębokość 0,0–264,1 m) i 146,0 m (głębokość 14,0–160,0 m) (Jurkiewicz, red., 1976, 1980; Jurkiewicz, 1981). Nie jest znana dokładna głębokość zalegania opisywanych skał w profilu otworu Wodzisław 1 (otw. 145).

Utwory mastrychtu dolnego na obszarze niniejszego opracowania maksymalną miąższość osiągają w jego częściach północnej i północno-zachodniej. Może ona wynosić około 300 m (Jurkiewicz, red., 1974; Jurkiewicz, 1981).

9. Paleogen + neogen

Autor pierwszej wersji arkusza Wodzisław na badanym obszarze wyróżnił trzeciorzędowe mułki gliniaste (Kwapisz, 1977, 1978b). Jego zdaniem zachowały się one w dolinach i obniżeniach, pod przykryciem utworów młodszych (np. w rejonie Nowa Wieś–Zdanowice i okolicach Mierzawy) lub miejscami, na niewielkich obszarach, bezpośrednio na powierzchni terenu (np. w okolicach: Krzcięcic, Potoku Wielkiego, Klemencic i Deszna). Osady odsłaniające się na powierzchni miały mieć barwę czerwoną i czerwono-brunatną, być całkowicie odwapnione, a po wyschnięciu charakterystycznie pękać (struktura kostkowa). Utwory rozpoznane wierceniami litologicznie miały być zbliżone do mułków piaszczystych z domieszką miki i okruchów zwietrzałych margli. W ich składzie petrograficznym (frakcji powyżej 0,5 mm) stwierdzono: kwarc (około 50%), zwietrzałe margle (około 25%) i piaskowce (około 25%), pochodzące ze skał lokalnych, kredowych (Kwapisz, 1978b).

W paleogenie i neogenie na badanym obszarze panowały warunki lądowe (Gilewska, 1991; Piwocki, 2004; Piwocki i in., 2004). Obecnie nie ma żadnych danych, które mogłyby wskazywać na istnienie – w granicach obszaru badań – zatok morskich w miocenie, choć utwory tego oddziału znajdują się stosunkowo niedaleko, na terenie arkusza Miechów (Rutkowski, Mądry, 1994, 1997). Znane są one też ze wschodniej części obszaru arkusza Jędrzejów (Łyczewska, 1971b, 1972). Klimat w paleogenie i neogenie był cieplejszy i wilgotniejszy od panującego w czwartorzędzie – wskazują na to głównie pokłady i wkładki węgla brunatnego (Piwocki, 2004; Piwocki i in., 2004), jak również profile zawierające utwory jeziorne, znane z Niżu Polskiego (Słodkowska, Kasiński, 2016). Początkowo, w paleocenie i eocenie, mógł odpowiadać klimatowi dzisiejszych stref zwrotnikowej i podzwrotnikowej, później, w oligocenie i miocenie, wskutek powolnego ochłodzenia, nastały warunki klimatu umiarkowanego, ciepłego, generalnie wilgotnego, okresowo również suchego (Słodkowska, Kasiński, 2016). Z pewnością sprzyjały działalności procesów wietrzenia, zwłaszcza chemicznego (Gilewska, 1991; Słodkowska, Kasiński, 2016). W paleogenie i neogenie na powierzchni utworów kredowych powstawały zapewne pokrywy zwietrzelinowe. Czerwony i czerwono-brunatny kolor mułków

gliniastych wyróżnionych przez Kwapisza (1978b) jest więc prawdopodobny. Uwagę zwraca występowanie mułków odsłaniających się na powierzchni badanego terenu w otoczeniu utworów plejstoceńskich, głównie glin zwałowych. Obecnie nie udało się potwierdzić występowania tych mułków w odsłonięciach powierzchniowych. Być może należałoby traktować opisywane mułki jako fragmenty porwaków występujących w glinach lodowcowych. Jest to jednak tylko hipoteza, której obecnie nie można zweryfikować.

Na obszarze położonym na południe od badanego terenu paleogeński wiek przypisano białym piaskom z wkładkami iłów oraz piaskom z konkrecjami kwarcytów, zapewne genezy wietrzeniowej (Rutkowski, Mądry, 1994).

Z obserwacji utworów mezozoicznych i paleozoicznych odsłaniających się na powierzchni terenu w rejonie świętokrzyskim wynika, że utwory zwietrzelinowe najlepiej zachowały się w lejach i zapadliskach krasowych lub w innych zagłębieniach terenu (Szajn, 1977a, b; Ludwikowska-Kędzia, 2018; Urban i in., 2018a, b).

G l i n y i m u ł k i zwietrzelinowe. W niniejszym opracowaniu zachowano dane dotyczące utworów zwietrzelinowych rozpoznanych w otworach zlokalizowanych na badanym terenie w okolicach Nowej Wsi (otw. 5 i 6) i Borowa (otw. 46) (przekrój geologiczny K–L – tabl. V). Utrzymano również przedział czasowy w jakim mogły one powstać. Miąższość serii zwietrzelinowej jest niewielka i mieści się w przedziale 1,4–1,8 m. Paleogeńskie i neogeńskie gliny zwietrzelinowe wyróżniono także w rejonach: Zdanowic (otw. 9 – miąższość ponad 4,6 m, otw. 10 – miąższość 4,3 m), Tarnawy (otw. 54 i 59 – miąższość odpowiednio: 3,6 i 2,0 m – przekrój geologiczny E–F – tabl. V), Sędziszowa (otw.: 31, 72–75 i 82 – miąższość 1,8–6,0 m – przekrój geologiczny I–J – tabl. V), Jeżowa i Klimontowa (otw.: 112, 133 i 134 – miąższość 1,7–2,5 m – przekrój geologiczny N–O – tabl. V), Gniewięcina (otw. 114 i 115 – miąższość odpowiednio: 1,3 m i ponad 2,0 m), Wodzisławia (otw. 153 – miąższość 1,9 m – przekrój geologiczny P–R – tabl. V) i Podlesia (otw. 163 – miąższość 1,6 m). Utwory zwietrzelinowe skał kredowych występują również w profilu wiercenia 58, wykonanego w rejonie Tarnawy (przekrój geologiczny E–F), oraz w dolnych odcinkach profili otworów 113 i 132 zlokalizowanych w okolicach Lipia[3] i Jeżowa (przekrój geologiczny N–O) (Kwapisz, 1978b), a ich miąższość wynosi odpowiednio: 1,9, 1,4 i 2,0 m.

Opisywane utwory zwietrzelinowe, występujące w dnach dolin, mogą tak naprawdę stanowić fację serii rzecznych lub deluwia. Ponadto część pokryw zwietrzelinowych może pochodzić z wczesnego plejstocenu. Tak właśnie osady te, na obszarze arkusza Jędrzejów, zinterpretowała Łyczewska (1971b, 1972).

---

[3] Lipie – część wsi Klimontów.

W pliocenie, wskutek postępującego ochłodzenia i spadku wilgotności, na Niżu Polskim dochodziło do akumulacji piaszczysto-żwirowych serii rzecznych (Piwocki i in., 2004). Miejscami są to tzw. serie preglacjalne, akumulowane być może także we wczesnym plejstocenie. Ostatecznie przyjęto, że na obszarze arkusza Wodzisław utworów takich nie ma. Rzeczne osady preglacjalne, odniesione tylko do wczesnego plejstocenu, zarejestrowano nieco na południe od badanego terenu, na obszarze arkusza Miechów, w okolicach Moczydła i Krzeszówki (Rutkowski, Mądry, 1994). Reprezentowane są one przez żwiry złożone wyłącznie z bardzo dobrze obtoczonych opok i margli kredowych.

Autor pierwszej wersji arkusza Wodzisław, B. Kwapisz (informacja ustna, 2018 r.), sugeruje możliwość występowania w południowo-wschodniej części badanego terenu piasków badeńskich, które miał przed laty obserwować w niewielkim wykopie. Niestety, nie udało się bliżej ustalić wspomnianego miejsca. Piasków tych nie poddano badaniom laboratoryjnym. Ich badeński wiek miały sugerować biała barwa, brak minerałów charakterystycznych dla serii czwartorzędowych oraz dominacja kwarcu.

10. Czwartorzęd

Początek czwartorzędu obecnie przyjmuje się około 2 600 000 lat temu (Gibbard, 2015). Zdecydowana część tego okresu to epoka lodowcowa – plejstocen – trwająca aż do 11 700 lat. Jednak nawet ona nie jest jednolita. Główną, pod względem czasu trwania, część plejstocenu stanowi tzw. plejstocen przedglacjalny (1 800 000–2 000 000 lat), o którym z obszaru Polski wiemy niewiele, a z terenu arkusza Wodzisław zgoła nic, ponieważ nie ma tutaj osadów, które można by jednoznacznie identyfikować z tym okresem. Plejstocen glacjalny obejmuje jedynie 1/4–1/3 plejstocenu. Jednak to wówczas powstały pokrywy utworów jednoznacznie świadczące o pobycie tutaj lądolodu (lub lądolodów) skandynawskiego. Z uwagi na słaby stan zachowania osadów glacjalnych na badanym obszarze, wynikający z upływu czasu od ich powstania, ale i zapewne z niewielkiej miąższości i nieciągłości ich pokrywy odłożonej podczas zlodowaceń, trudno jest wyprowadzać jednoznaczne wnioski.

Dane literaturowe mogą wskazywać na co najmniej dwukrotny, a być może nawet trzykrotny, pobyt lądolodu na badanym obszarze (Lisicki, 2003a, b; Mojski, 2005; Marks, 2011; Marks i in., 2016), ale występuje tu jeden poziom glin zwałowych, o zróżnicowanej miąższości, którego stratygrafia nie jest ściśle określona. Nie wykonano też regionalnych badań litologiczno-petrograficznych. Najbardziej jednoznaczne byłyby wyniki badań palinologicznych, ale na obszarze opracowania nie stwierdzono dotychczas osadów organicznych starszych od holoceńskich.

W wielu miejscach badanego terenu na wychodniach utworów kredowych występują żwiry skał lokalnych (głównie krzemieni jurajskich) oraz skał północnych (głównie krystalicznych, ale też

i osadowych). Nie towarzyszą im żadne utwory czwartorzędowe, jak piaski czy gliny. Żwiry te potwierdzają jednak przykrycie obszaru badań przez lądolód skandynawski. Są to zapewne pozostałości nieciągłych pokryw glin zwałowych lub utworów wodnolodowcowych osadzonych w bliskim sąsiedztwie lądolodu.

a. Plejstocen

Na obszarze arkusza Wodzisław nie zarejestrowano utworów plejstocenu dolnego. Zapewne jednak powstawały tu wówczas osady rzeczne lub tworzące pokrywy zwietrzelinowe. Łyczewska (1971b, 1972) pokrywy zwietrzelinowe rozpoznane na terenie arkusza Jędrzejów odniosła do preglacjału, natomiast w niniejszym opracowaniu związano je z paleogenem i neogenem. W okolicach Moczydła i Krzeszówki, nieco poza południową granicą badanego obszaru, na terenie arkusza Miechów, odnotowano żwiry rzeczne, złożone tylko z bardzo dobrze obtoczonych opok i margli kredowych, które uznano za preglacjalne (Rutkowski, Mądry, 1994).

Lądolód zlodowaceń najstarszych wkroczył jedynie na tereny Polski północno-wschodniej (Lindner, 1992; Lindner i in., 2013). W tym czasie obszar niniejszego opracowania mógł znajdować się co najwyżej w strefie peryglacjalnej (Lisicki, 2003a, b). W dnach dolin dominowały procesy rzeczne, na stokach i zboczach dolin – procesy stokowe, a na wyniesionych powierzchniach płaskowyżu – wietrzenie skał kredowych. Po osadach tego wieku najprawdopodobniej nie pozostał żaden ślad.

Na obszarze arkusza Wodzisław nie wydzielono osadów interglacjału augustowskiego. Dominowały tu wówczas procesy rzeczne.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenia południowopolskie obejmują trzy glacjały (zlodowacenia: Nidy, Sanu 1 i Sanu 2) oraz dwa interglacjały (małopolski i ferdynandowski). Dawniej uważano, że obszar arkusza Wodzisław mógł być pokryty przez lądolody skandynawskie nawet trzykrotnie. Niestety, nie ma na to jednoznacznych przesłanek geologicznych, a występujący tu jeden poziom glin zwałowych dodatkowo utrudnia rozwiązanie tego problemu. W niniejszym opracowaniu przyjęto więc, że zarejestrowane utwory lodowcowe powstały podczas zlodowacenia Sanu 2.

Inne zagadnienie stanowi brak utworów wodnolodowcowych zlodowaceń południowopolskich na obszarach arkuszy Jędrzejów (Łyczewska, 1971b, 1972), Wodzisław (Kwapisz, 1977, 1978b) i Szczekociny (Kwapisz, 1982a, b). Sugerowano, że utwory te, w głównej mierze piaszczyste, jako pierwsze uległy denudacji, a zachowały się jedynie gliny zwałowe, bardziej odporne na erozję

rzeczną i denudację (Kwapisz, 1978b). Nie jest to raczej prawda. Wyraźne krawędzie pokryw glin lodowcowych są zapewne natury akumulacyjnej, a nie denudacyjnej. Rozwiązania kwestii obecności utworów wodnolodowcowych tego wieku trzeba być może szukać w sposobie wkraczania lądolodu/lądolodów na badany obszar i jego sąsiedztwo.

Zlodowacenie Sanu 1

Mułki lessopodobne. Są to najstarsze utwory czwartorzędowe rozpoznane na obszarze arkusza Wodzisław. Mułki lesspodobne znane są z rejonu Wodzisławia, gdzie przed laty były pozyskiwane do produkcji cegieł. Wcześniej interpretowano je jako lessy naglinowe zlodowaceń północnopolskich (Kwapisz, 1977, 1978b). Rzeźba terenu nie nosi jednak żadnych cech wynikających z powierzchniowego występowania lessów i dlatego obecnie uznano, że są to utwory podglinowe, bardziej skonsolidowane. Nie określono ich jako lessy, ponieważ, z uwagi na słabe zachowanie odkrywki, nie sposób tego ustalić. Są to mułki barwy jasnobrązowej. Ich miąższość zwykle nie przekracza 3,0–5,0 m. Utwory te wyróżniono także, w ślad za Kwapiszem (1978b), w Brynicy Mokrej, w profilu otworu 8, na głębokości 3,0–12,0 m, pod glinami zwałowymi. Rozpoznano mułki jasnobrązowe, kruche i zbite, odwapnione. Uwagę zwraca ich znaczna miąższość. Mułki podmorenowe odnotowano także w profilach wierceń 86 (na głębokości 6,0–10,0 m) i 161 (na głębokości 1,3–7,0 m). Na powierzchni terenu badane osady występują w rejonie Klemencic, gdzie pierwotnie były raczej przykryte glinami zwałowymi. Nie potwierdzono wystąpień powierzchniowych tych mułków w, wymienionych przez Kwapisza (1977, 1978b), okolicach: Piołunki, Rakoszyna i Brynicy Mokrej.

Część badanych mułków znajduje się w dolinach, część na zboczach dolin, a część nawet na stokach, co oznacza, że mają one złożoną genezę, najpewniej eoliczną, ale też i rzeczną (być może są to utwory typu mady lub lessy dolinne), i deluwialną. Z uwagi na skąpe informacje nie sposób tego ustalić. Utwory te nie mogą więc być traktowane jako lessy kopalne, a raczej jako mułki, które później przeszły proces lessyfikacji.

Prawdopodobnie takie same mułki występują również na północ od obszaru niniejszego opracowania, na terenach arkuszy Secemin i Nagłowice.

Zlodowacenie Sanu 2

Piaski wodnolodowcowe, miejscami lodowcowe (dolne). Utwory te stwierdzono w rejonie Trzcińca (otw. 21), gdzie przykryte są glinami zwałowymi. Zalegają na głębokości 0,7–14,5 m. Zgodnie z opisem w karcie otworu są to piaski z domieszką glin. Ich genezę, m.in. z uwagi na dużą miąższość, uznano za związaną z lądolodem.

Iły, mułki, mułki piaszczyste i iły warwowe zastoiskowe. Podczas pierwszego kartowania geologicznego na obszarze arkusza Wodzisław stwierdzono nawet obecność iłów warwowych, o ciemnostalowej barwie, z laminami mułków piaszczystych i piasków drobnoziarnistych (Kwapisz, 1977, 1978b). Powstać mogły w zastoiskach utworzonych przy lodzie lodowcowym lub pod nim, względnie w innego rodzaju zamkniętych przestrzeniach, w których mogło dochodzić do akumulacji jeziorno-lodowcowej. Iły warwowe oraz mułki i piaski opisano w okolicach Tarnawy (otw. 57 – głębokość 6,3–14,7 m – przekroje geologiczne E–F i G–H – tabl. V) i Lipia (otw. 113 – głębokość 18,1–22,4 m – przekrój geologiczny N–O – tabl. V) (Kwapisz, 1978b). Otwór 57 znajduje się w położeniu międzydolinnym. Jest to miejsce dość nietypowe, jak na możliwość powstania serii zastoiskowej, należy zatem przyjąć jej powstanie pod lodem, w jakieś zamkniętej kawernie. Utwory zastoiskowe, mułkowo-piaszczyste, występują też w dolinie górnej Mierzawy, pod przykryciem młodszych osadów rzecznych. Dokumentuje je profil wiercenia 132 (na głębokości 2,6–11,2 m), zlokalizowany w rejonie Jeżowa (przekrój geologiczny N–O). Mają one większe rozprzestrzenienie w kierunku zachodnim. Dawniej były uważane za serię zastoiskową zlodowaceń środkowopolskich (Kwapisz, 1978b). Serie opisywanego wydzielenia rozpoznano także w profilach otworów: 54, 56–58, 67, 165 i 167 (przekroje geologiczne: E–F, G–H i S–T – tabl. V).

Gliny zwałowe to utwory, które jednoznacznie dokumentują pobyt lądolodów skandynawskich w plejstocenie. Na obszarze arkusza Wodzisław gliny zwałowe najczęściej występują w postaci płatów izolowanych, ale o dość zwartym kształcie. Ich stropowe partie są zwietrzałe. W takich miejscach opisywane gliny identyfikowane są przez liczne żwiry skał północnych − głównie granitów i gnejsów, oraz lokalnych − głównie krzemieni jurajskich. Miąższość glin zwałowych rozpoznanych na badanym terenie wynosi najczęściej kilka metrów: 2,6 m (otw. 8 – rejon Brynicy Mokrej), 3,6 m (otw. 134 – rejon Klimontowa), 4,0 m (otw. 131 – rejon Marcinowic – przekrój geologiczny N–O – tabl. V), 5,5 m (otw. 4 – rejon Nowej Wsi), 6,0 m (otw. 86 – rejon Sędziszowa), 6,3 m (otw. 57 – rejon Tarnawy – przekroje geologiczne E–F i G–H – tabl. V), 7,0 m (otw. 166 – rejon Piotrkowic – przekrój geologiczny S–T – tabl. V), 7,5 m (otw. 74 – rejon Sędziszowa – przekrój geologiczny I–J – tabl. V), 8,0 m (otw. 26 – rejon Potoku Wielkiego), 8,3 m (otw. 6 – rejon Nowej Wsi), 8,9 m (otw. 24 – rejon Potoku Wielkiego), 10,0 m (otw. 133 – rejon Jeżowa – przekrój geologiczny N–O). Miejscami jest większa, osiąga nawet kilkanaście metrów: 17,7 m (otw. 12 – rejon Warzyna Pierwszego) i 18,1 m (otw. 113 – rejon Lipia – przekrój geologiczny N–O). Na badanym obszarze są też miejsca, w których gliny zwałowe tworzą powłokę o niewielkiej miąższości na utworach kredowych oraz miejsca, w których pozostały po nich tylko rezydua.

Na próbce glin zwałowych (137 otoczakach) uzyskanych w Klimontowie oznaczono współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B [4]. Wynoszą one: 1,57–0,63–1,38 (Kwapisz, 1980; Szajn, 1980).

W rejonie Tarnawy, w obrębie opisywanych glin zwałowych mogą występować, w formie porwaków, utwory ilaste (być może typu zastoiskowego lub zwietrzelinowego) oraz zwietrzeliny gliniaste skał podłoża kredowego.

Według Kwapisza (1977, 1978b) profile geologiczne znane z obszaru arkusza Wodzisław dokumentują jeden poziom stratygraficzny glin zwałowych. Miejscami gliny te bywają jednak dwudzielne, co stwierdzono na podstawie zróżnicowania barwy i składu frakcji żwirowej w ich partiach spągowych (gnejsy, granity i margle kredowe (zawartość margli nawet ponad 20,0%); gliny stalowoszare) i stropowych (granity, kwarc, ślady gnejsów, znacznie mniej margli; gliny brązowe). Zdaniem Kwapisza (1978b) zróżnicowanie to wskazuje na co najmniej dwa nasunięcia lądolodu na badany obszar podczas zlodowaceń południowopolskich. Niestety, nie ma innych przesłanek potwierdzających tę tezę. Nie wiadomo czy chodzi o nasunięcie lądolodu w skali stadiału czy zlodowacenia. Istotne jest, że opisywaną dwudzielność glin zaobserwowano jedynie w miejscach, w których miąższość tych glin jest duża (otw.: 6, 12 i 113) (Kwapisz, 1978b). Na więcej niż jedno zlodowacenie w tym rejonie wskazują dane zawarte w publikacjach (Lisicki, 2003a, b; Mojski, 2005; Marks, 2011; Marks i in., 2016).

P i a s k i i ż w i r y l o d o w c o w e i w o d n o l o d o w c o w e. Na obszarze arkusza Wodzisław utwory te wyróżniono, w okolicach Cierna-Zaszosia i Zdanowic, w nawiązaniu do arkusza Nagłowice (Drozd i in., 2020, 2021). Miały się one osadzić podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 2.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e , m i e j s c a m i l o d o w c o w e (górne). Utwory te, głównie piaski drobnoziarniste, z domieszką piasków średnioziarnistych oraz piasków zaglinionych, najczęściej występują w pobliżu glin zwałowych. Ich partie powierzchniowe miejscami są przewiane lub co najmniej zeolizowane. Miąższość opisywanych piasków zazwyczaj jest niewielka, wynosi około 1–3 m, ale lokalnie sięga kilku–kilkunastu metrów: 4,0 m (otw. 163 – rejon Podlesia), 5,0 i 7,0 m (otw. 27 i 49 – rejon Potoku Wielkiego), 7,5 m (otw. 43 – rejon Zagórza), 8,0 m (otw. 41 – rejon Krzcięcic), 10,0 m (otw. 51 – rejon Potoku Wielkiego), 14,0 m (otw. 109 – rejon Potoku Małego) i 21,0 m (otw. 158 – rejon Wodzisławia). Występowanie badanych piasków i ich sytuację geologiczną dobrze obrazują przekroje geologiczne: E–F, G–H, I–J, K–L, P–R i S–T (tabl. V). Większa miąższość

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

utworów wodnolodowcowych w dolinach wynika z niewielkiego wypełnienia tych dolin osadami przed zlodowaceniami. W okolicach: Borowca, Zaborowca, Mierzawy i Wojciechowic opisywane osady tworzą niewielkie pagóry będące być może pozostałością (zdenudowaną) form akumulacji szczelinowej.

* *
*

Na obszarze arkusza Wodzisław nie zarejestrowano żadnych danych geologicznych (wyników badań biostratygraficznych w przypadku utworów interglacjalnych) jednoznacznie identyfikujących osady interglacjału wielkiego – piętra obejmującego dwa interglacjały (mazowiecki i Zbójna) i jeden glacjał (zlodowacenie Liwca) (Instrukcja… z 2004 r.). Według danych dotyczących zasięgu lądolodu zlodowacenia Liwca najdalej na południe objął on okolice Warszawy (Lisicki, 2003a, b; Marks, 2011; Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016). Ostatnio zlodowacenie to nawet znika z podziałów stratygraficznych (Bińka, Marks, 2018).

W pierwszej wersji niniejszego opracowania Kwapisz (1977, 1978b) do interglacjału mazowieckiego (wielkiego) zaliczył żwiry zaglinione z głazami, które jego zdaniem stanowią rezyduum glin zwałowych i powstały w wyniku intensywnej działalności procesów denudacji i erozji. Obecnie trudno potwierdzić stanowisko Kwapisza, zwłaszcza w kwestii intensywnej działalności procesów denudacji i erozji. Ostatecznie nie wydzielono utworów tego piętra.

Na badanym obszarze podczas interglacjałów dominowały zapewne procesy rzeczne, a w trakcie zlodowacenia zachodziły również procesy stokowe oraz wietrzenie fizyczne skał kredowych. Niewykluczone, że w obrębie osadów wypełniających większe doliny rzeczne znajdują się jakieś utwory interglacjału wielkiego. Jednak będą to raczej osady mineralne, trudne do jednoznacznej identyfikacji.

Zlodowacenia środkowopolskie

W obowiązującym schemacie stratygraficznym SMGP zlodowacenia środkowopolskie obejmują dwa glacjały (zlodowacenia Odry i Warty) oraz jeden interglacjał (lubawski) (Instrukcja... z 2004r.), choć obecnie zlodowacenia Odry i Warty łączy się w jedno piętro izotopowe MIS 6[5], jako zlodowacenie Odry ze stadiałem Warty (Lindner, Marks, 2012; Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016). Według obecnie posiadanych danych (Kwapisz, 1977, 1978a, b; Lisicki, 2003a, b; Mojski, 2005; Marks, 2011; Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016) lądolody skandynawskie tego wieku nie

[5] MIS (Marine Isotope Stages) – ciepłe i chłodne piętra w podziale klimatostratygraficznym w okresie około 5 300 000 lat wstecz, wydzielone na podstawie zawartości izotopów tlenu w skamieniałościach planktonicznych z osadów oceanicznych (Lisiecki, Raymo, 2005; Railsback i in., 2015).

dotarły na obszar arkusza Wodzisław. Czoło lądolodu zlodowacenia Odry znajdowało się w odległości około kilku–kilkunastu kilometrów na północ i północny zachód od niego (Marks i in., 2006).

P i a s k i , p i a s k i i ż w i r y r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e . Utwory te powstały na przedpolu lądolodów zlodowaceń środkowopolskich. Są to serie rzeczne. Opisywano je zarówno na obszarze badań (Kwapisz, 1977, 1978b), jak i w jego sąsiedztwie (Łyczewska, 1971b, 1972; Rutkowski, Mądry, 1994, 1997). Na badanym terenie nie zaobserwowano tarasu rzecznego tego wieku. Opisywane osady, wykształcone głównie jako piaski, w mniejszym stopniu jako piaski i żwiry, występują zapewne w głębszych partiach doliny Mierzawy, a może także dolin Mozgawy i Brynicy. W mniejszych dolinkach może ich nie być lub będą zredukowane.

Utwory te wyróżniono na mapie geologicznej w celu dostosowania arkusza Wodzisław do arkuszy Jędrzejów (Mądry, 2023a, b) i Miechów (Rutkowski, Mądry, 1994, 1997).

* *
*

Interglacjał eemski, zgodnie z uzyskanymi danymi paleobotanicznymi, był nieco cieplejszy i wilgotniejszy od holocenu, trwał też nieco dłużej, około 14 000–15 000 lat (Mojski, 2005). Przyjmowana dawniej intensywna działalność procesów denudacji na obszarach wysoczyznowych i erozji rzecznej w dolinach (Kwapisz, 1978b) przebiegała raczej z mniejszą siłą. Kwapisz (1977, 1978b) na obszarze arkusza Wodzisław z interglacjałem eemskim nie połączył żadnych utworów. Obecnie należy założyć, że jakieś osady powstały, jednak na razie nie zostały one bezsprzecznie rozpoznane. Byłoby najlepiej gdyby zostały potwierdzone palinologicznie, a więc należałoby znaleźć utwory organiczne. Jest to raczej mało prawdopodobne.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Obszar arkusza Wodzisław podczas zlodowacenia Wisły znajdował się w strefie ekstraglacjalnej. Czoło lądolodu w trakcie stadiału górnego (MIS 2) znajdowało się około 200 km, a wcześniej, w czasie stadiału Świecia (MIS 4) – nawet około 350 km na północ od badanego terenu. Warunki klimatyczne panujące podczas zlodowacenia (MIS 5d–MIS 2) były zmienne, od względnie ciepłych po chłodne i zimne (Mojski, 2005).

Spośród trzech wydzieleń osadów zlodowaceń północnopolskich zastosowanych przez Kwapisza (1977, 1978b) zachowano dwa: lessy i piaski rzeczne tarasu 2,5–4,0 m n.p. rzeki. Zrezygnowano z wydzielenia piaski i żwiry stożków soliflukcyjnych z ułamkami skał lokalnych, miejscami z gruzem osadów kredowych – część utworów tak zinterpretowanych (występujących np. w okolicach:

Rakoszyna, Marcinowic i Krężoł) określono inaczej, części z nich w ogóle nie potwierdzono w terenie (np. w rejonie Rożnicy).

L e s s y. W pierwszej wersji arkusza Wodzisław lessy wyróżniono w wielu miejscach, choć na niewielkich powierzchniach (Kwapisz, 1977). Podczas realizacji niniejszego opracowania udało się potwierdzić ich obecność na południowy wschód od Wodzisławia (w rejonie Podlesia) oraz w okolicy Słaboszowic. Są to lessy wysoczyznowe, jasnobrązowe, porowate, o miąższości kilku metrów (najwięcej – około 8 m – w Słaboszowicach) (Kwapisz, 1978b). W ich profilu może występować poziom gleb kopalnych (Kwapisz, 1978b), co najwyżej interstadialnych (gleby interglacjalne oznaczałyby, że lessy zalegające poniżej nich są związane z innym, starszym piętrem zimnym – są innego wieku). Zdaniem Kwapisza (1978b) opisywane lessy mogły podlegać intensywnym ruchom masowym, przez co uległy wymieszaniu z utworami piaszczysto-kamienistymi i miejscami tworzą jęzory zsuwowe. Jeżeli faktycznie takie procesy i zjawiska objęły też lessy, należałoby je definiować inaczej, zarówno pod względem genezy, jak i litologii. Lessy, zgodnie z klasyczną definicją, są osadem eolicznym, subaeralnym (Maruszczak, 2000). W innych przypadkach są to jedynie utwory lessopodobne, ale nawet i one w trakcie swojej genezy powinny być kształtowane m.in. przy udziale czynnika eolicznego (Maruszczak, 2000).

P i a s k i r z e c z n e , m i e j s c a m i r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e , t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h 1 , 0 – 4 , 0 m n . p . r z e k i. W większych dolinach utwory rzeczne zlodowacenia Wisły tworzą taras nadzalewowy, wznoszący się 1,0–4,0 m n.p. rzek. Jego fragmenty miejscami zachowane są w obrębie holoceńskiego dna doliny (m.in. jako ostańce erozyjne). Zdecydowanie częściej jednak opisywane osady występują w postaci listew na zboczach dolin. Ich miąższość raczej nie jest tak duża jak uprzednio sugerowano (Kwapisz, 1977, 1978b), może wynosić kilka metrów. Są to głównie piaski, jako domieszka występują zapewne też mułki lub żwiry. Brzeżne partie tarasów, w strefie zboczy i stoków, mogą być nadbudowane deluwiami lub innymi utworami stokowymi. Brak wyraźnych tarasów w dolinach mniejszych cieków jest wynikiem złożoności procesów geomorfologicznych zachodzących w tych dolinach.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Czwartorzęd nierozdzielony najczęściej postrzegany jest jako okres obejmujący schyłek zlodowacenia Wisły (postglacjał, późny glacjał) i początek holocenu, trwający około 10 000–15 000 lat temu. Jednak dla obszaru arkusza Wodzisław, który od końca zlodowacenia Sanu 2 (MIS 12) i początku interglacjału mazowieckiego (MIS 11) znajdował się w strefie ekstraglacjalnej, poza zasięgiem lądolodów zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich, pojęcie czwartorzędu nierozdzielonego

należy rozumieć szerzej. Obejmuje czas od około 420 000–425 000 lat temu po początek holocenu (Marks i in., 2016). Warunki, jakie miały miejsce właśnie 10 000–15 000 lat temu, występowały tu kilkakrotnie, u schyłku każdego glacjału i w początkowej fazie następującego po nim interglacjału.

Piaski i mułki zwietrzelinowe i deluwialne. Na obszarze arkusza Wodzisław, w kilku miejscach rozpoznano osady piaszczysto-mułkowe, jasnoszare. Są one efektem wietrzenia skał podłoża czwartorzędu i akumulacji w wyniku działalności procesów spłukiwania (w tym zmywania). Dominowało wietrzenie fizyczne, głównie w warunkach peryglacjalnych. Opisywane utwory zachowane są jedynie resztkowo.

Piaski i piaski gliniaste, miejscami żwiry, rezydualne. Na badanym terenie brzeżne partie większych płatów glin zwałowych są zdenudowane i zerodowane, spod glin odsłaniają się utwory kredowe. Miejscami po osadach pierwotnie związanych ze środowiskiem lodowcowym lub wodnolodowcowym w bliskim sąsiedztwie lądolodu pozostały (głównie) piaski i piaski gliniaste, lokalnie z domieszką żwirów (w tym głaziki). Zazwyczaj są one niewarstwowane – swoją pierwotną strukturę zatraciły w wyniku późniejszej działalności procesów np. wietrzenia mrozowego (miejscami jakieś struktury sedymentacyjne mogły się zachować).

Piaski i gliny deluwialne. Ich występowanie na obszarze arkusza Wodzisław najczęściej ogranicza się do dolinek denudacyjnych lub górnych odcinków dolin rzecznych. Geneza tych utworów wiąże się ze spływami wód opadowych. Litologia zaś wynika z podłoża, na którym są rozwinięte. Utwory piaszczyste, pyłowe lub gliniaste pochodzą z wietrzenia skał czwartorzędowych lub kredowych. Miejscami występują też okruchy skał kredowych (dość dobrze obtoczone) lub głaziki narzutowe. W rejonie Zagaja, przysiółka Borszowic, zaobserwowano również utwory torfiaste. Miąższość serii deluwialnych jest niewielka, rzadko osiąga 2,0 m. Być może kiedyś była ona większa, jednak uprawy rolne przyczyniają się do szybszego odpływu wód opadowych, co oznacza zarówno szybsze odprowadzanie tych osadów, jak i zmywanie innych utworów do dolinek.

W mniejszych rozcięciach erozyjnych i dolinkach denudacyjnych, w których wyróżniono deluwia, miejscami odsłaniają się skały kredowe.

Piaski i piaski pyłowate deluwialne i eoliczne. W wielu miejscach obszaru arkusza Wodzisław rozpoznano osady piaszczyste − głównie piaski drobnoziarniste z domieszką piasków średnioziarnistych oraz piaski pyłowate – okrywające powierzchnię skał kredowych lub starszych utworów czwartorzędowych w sposób wskazujący na ich zmywową genezę (spłukiwanie rozproszone; deluwia) lub tworzące miejscami niewielkie pagórki czy wały z pewnością powstałe przy udziale wiatru. Lokalnie wśród opisywanych piasków mogą występować też wkładki pyłów, przypominających lessy (lub nimi będących).

W środkowej Polsce podobnie wykształcone utwory piaszczyste opisywano m.in. jako eoliczne piaski pokrywowe, a ich genezę wiązano ze strefą peryglacjalną i czynnikiem eolicznym (Goździk, 1998). Rejestrowano w nich też zapisy innych środowisk sedymentacyjnych (np. spłukiwania rozproszonego lub soliflukcji).

W niniejszym opracowaniu, z uwagi na jego skalę i rozmiar wystąpień opisywanych osadów, przyjęto ich deluwialną i eoliczną genezę. Miejscami nie sposób tych utworów rozdzielić. Powstawały być może zarówno równocześnie, jak i z pewną różnicą w czasie. Niewykluczone, że nie tylko u schyłku ostatniego zlodowacenia i na początku holocenu. Warunki, jakie miały miejsce w środkowej Polsce około 10 000–15 000 lat temu, występowały też u schyłku każdego glacjału i w początkowej fazie następującego po nim interglacjału. W niektórych przypadkach utwory te są policykliczne.

W kilku miejscach terenu arkusza, w sąsiedztwie opisywanych osadów odnotowano utwory lessopodobne lub lessy (niezaznaczone na mapie ze względu na skalę). Stwierdzony transport wiatrowy zachodził zarówno na krótkich (słabsze wysortowanie i obróbka ziarn kwarcu), jak i dłuższych odcinkach (lepsze wysortowanie i obróbka ziarn kwarcu). Dodatkowo na nieco dłuższych lub nieco bardziej nachylonych stokach/zboczach powstawały utwory ze spłukiwania rozproszonego lub soliflukcji.

Badane utwory często występują na zachód od pasa piasków eolicznych. Być może stanowią ślad rozwiewania przez wiatr piasków starszych form eolicznych, obecnie zniszczonych lub zachowanych resztkowo. Redukcja ich miąższości mogła ułatwiać spływy powierzchniowe po opadach lub nawet soliflukcję. Miąższość opisywanych osadów nie jest duża, najczęściej mniejsza niż 2,0 m (co sugerują np. kopce krecie, materiał wysypujący się z nor lisich i borsuczych).

P i a s k i e o l i c z n e w niniejszym opracowaniu wyróżniono na większych obszarach niż w pierwszej wersji arkusza (Kwapisz, 1977, 1978b). Bardzo pomocne były w tym dane NMT oraz nowsze mapy topograficzne. Piaski transportowane na większe odległości zawierają mniej okruchów frakcji pyłowej, piaski o krótszej drodze transportu mają ich więcej. Pyły pochodzą zapewne z wietrzenia glin zwałowych i utworów kredowych występujących powierzchniowo. Opisywane osady mają zazwyczaj warstwowanie skośne. Miejscami są bezstrukturalne, co może wskazywać na zmiany postsedymentacyjne w strefie peryglacjalnej. Na badanym obszarze cechy eolizacji noszą też w wielu miejscach utwory piaszczystych pokryw wodnolodowcowych, a nawet pokryw zwietrzelinowych glin zwałowych.

Piaski eoliczne tworzą zazwyczaj pokrywy w sąsiedztwie wałów wydmowych, ale występują też niezależnie od nich. Miąższość tych osadów najczęściej nie przekracza 2,0 m, choć miejscami jest większa. Lokalnie piaski eoliczne tworzą wyraźne formy linijne (np. w okolicy Trzcińca), wąskie

i stosunkowo długie (części z nich nie zaznaczono ze względu na skalę mapy). Część pokryw piasków eolicznych o niewielkiej miąższości, zalegających na utworach starszych, zarówno czwartorzędowych, jak i kredowych, rozpoznano w terenie, nawet bez robót geologicznych, dzięki obserwacjom kopców krecich, nor lisów i borsuków. Niektóre z pokryw nie są ciągłe.

Piaski eoliczne w wydmach. Na obszarze arkusza Wodzisław wydmy rozpoznano głównie w jego części północnej, w okolicach: Rakoszyna, Zdanowic i Nowej Wsi. Wały wydmowe mają kształt paraboliczny. Miejscami nachodzą na siebie. Mniejsze zgrupowania wydm występują m. in. w rejonach Gródka i Prząsławia Małego. Zarejestrowane wydmy tworzą piaski głównie drobnoziarniste i średnioziarniste, dobrze przewiane, wysortowane. Wysokość względna opisywanych form dochodzi do 10,0–12,0 m. Piaski wydmowe eksploatowano, na dużą skalę, w okolicach Zdanowic i Sędziszowa.

Piaski, mułki i gliny stożków napływowych. Utwory te związane są z działalnością wód zarówno rzecznych, jak i okresowych, sporadycznie płynących suchymi dolinkami denudacyjnymi (w okolicach m.in.: Rożnicy, Tarnawy, Sędziszowa, Pawłowic, Krzcięcic, Słaboszowic, Przyłęczka, Klimontowa, Klimontówka, Mieronic i Łanów). Stożki napływowe powstają u wylotu dolinek, w miejscach zmiany spadku ich profilu podłużnego. Pod względem litologicznym dominują piaski i mułki, miejscami występują gliny.

Piaski, mułki i gliny rzeczno-deluwialne wyróżniono przede wszystkim w górnych odcinkach dolin rzecznych, między utworami deluwialnymi a rzecznymi. Wskazują one na zmianę warunków akumulacji osadów wraz z przemieszczaniem się w niższe odcinki dolin. Są to osady noszące cechy utworów i deluwialnych, i rzecznych. Interpretacja ta wynika ze zbyt dużej szerokości niektórych odcinków dolin w stosunku do wielkości cieków nimi płynących. Cieki te najprawdopodobniej nie wytworzyły w całości osadów wypełniających ich dna, oprócz czynnika rzecznego musiał być jeszcze inny – w niniejszym opracowaniu przyjęto procesy i zjawiska prowadzące do powstawania deluwiów. Pod względem litologicznym opisywane utwory rzeczno-deluwialne stanowią mieszaninę: piasków, mułków i glin, w proporcjach zależnych od podłoża, na którym są rozwinięte. Ich miąższość jest niewielka, zapewne nie przekracza 2,0–3,0 m.

c. Holocen

Holocen, którego początek obecnie przyjmuje się około 11 700 lat temu (Gibbard, 2015; Marks, 2016), w czwartorzędzie jest wyróżniony stratygraficznie w sposób szczególny – dorównuje plejstocenowi. Pod innymi względami, np.: czasu trwania, warunków klimatycznych i przemian szaty roślinnej, przypomina plejstoceńskie interglacjały (Mojski, 2005). Jest to czas o korzystnych i dość

stabilnych warunkach klimatycznych. Na obszarze arkusza Wodzisław w holocenie dominowały procesy rzeczne, towarzyszyło im powstawanie utworów organogenicznych lub organiczno-mineralnych.

Piaski, piaski ze żwirami i mułki rzeczne oraz mułki i mułki piaszczyste (mady) oraz piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–1,5 m n.p. rzeki. Dna dolin rzecznych rozpoznane na obszarze arkusza Wodzisław mają jeden holoceński taras rzeczny. Jest to taras zalewowy. Występujące miejscami wyżej położone powierzchnie, manifestujące się najczęściej jako niewielkie pagórki, są raczej pozostałościami tarasu rzecznego zlodowacenia Wisły. W większych dolinach rzecznych taras zalewowy tworzy miejscami wyraźne listwy, w mniejszych – nie ma go. Miejscami brzeżne partie tarasu holoceńskiego mogą być nadbudowane deluwiami lub innymi utworami stokowymi. Obecnie, być może w związku z prowadzonymi przed laty pracami melioracyjnymi, rejestrowane jest wcięcie koryt rzek i cieków w pokrywę utworów holoceńskich. Inną obserwowaną zmianą hydrologiczną jest zanikanie cieków. Niestety, nie ma porównania jakościowego tych zmian. Pośrednio dokumentują je wyniki analizy map topograficznych. Rzeki i mniejsze cieki są zasilanie przez jeszcze dość liczne źródła wypływające z utworów kredowych. W wielu miejscach stwierdzano znaczący wzrost natężenia przepływu w korytach poniżej źródeł. Wypływy takie powodują też miejscami, że dolina od razu nabiera rzecznego charakteru.

Zróżnicowanie litologiczne holoceńskich utworów rzecznych wynika z różnorodności osadów tworzących obszary przyległe do dolin. Kwapisz (1978b) opisał w nich okruchy skał lokalnych, piaski humusowe lub namuły. Namuły w górnych odcinkach niewielkich dolin wyróżnili też Rutkowski i Mądry (1994, 1997). Wśród badanych utworów występują też wkładki torfów, a miejscami serie rzeczne przykryte są przez torfy (dolina Mierzawy w rejonie Tarnawy). Miąższość serii rzecznej raczej nie przekracza 2,0–5,0 m.

Piaski humusowe to utwory pośrednie między osadami rzecznymi a powstającymi w trakcie sedentacji lub sedymentacji utworami organogenicznymi. Ich powstawanie związane jest z miejscami o płytkim położeniu zwierciadła wód podziemnych. Wyróżniono je w obniżeniach powierzchni terenu towarzyszących dolinom rzecznym, zarówno takich, w których możliwy jest odpływ, jak i raczej bezodpływowych. Miąższość tych utworów nie jest znaczna, zwykle nie przekracza 2,0 m. Są to piaski raczej drobnoziarniste, ze znaczną domieszką humusu.

Torfy i namuły torfiaste na powierzchni obszaru arkusza Wodzisław rozpoznano przede wszystkim w obrębie den dolin rzecznych, głównie: Mierzawy, Mozgawy i Brynicy (Kwapisz, 1977, 1978b; Kalicki i in., 2022). Zaobserwowano, że w wyniku melioracji przeprowadzonych w latach 60. i 70. XX w. część torfów uległa zmurszeniu. Torfowiska przesuszyły się. Pierwotna miąższość torfów i namułów torfiastych, dochodząca do 2,0 m, obecnie z pewnością uległa

zmniejszeniu. Na badanym terenie występują torfowiska niskie, porośnięte trzciną. Stan rozkładu materii organicznej jest słaby i średni. Torfom towarzyszom namuły torfiaste, a miejscami występują w nich też drobne wkładki piasków. Wynika to z położenia torfowisk, głównie w dnach dolin, na tarasach zalewowych. Torfy i namuły torfiaste występują też pod przykryciem holoceńskich utworów rzecznych. Dokumentują je profile otworów: 106 (na głębokości 2,8–4,9 m), w rejonie Mierzawy, oraz 146 (na głębokości 1,5–2,3 m), 150 (na głębokości 2,7–4,0 m) i 153 (na głębokości 1,0–5,0 m), w rejonie Wodzisławia. Kilka mniejszych torfowisk rozpoznano też w północnej części obszaru arkusza, w zagłębieniach międzywydmowych (w rejonie Rakoszyna).

Wiek spągowych partii torfów (o miąższości około 2,8 m) pobranych na północ od Marcinowic, w dolinie Mierzawy, oznaczony metodą radiowęgla (^{14}C), wynosi: 7130 ±100 lat BP (Kalicki i in., 2022). Data po skalibrowaniu – 7753–8172 lat cal BP – wskazuje na starszą część northgripu.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Wodzisław położony jest w granicach bloku małopolskiego – jednostki tektonicznej wgłębnego piętra strukturalnego, ograniczonej strefą uskokową Kraków−Lubliniec (na południowym zachodzie) i uskokiem świętokrzyskim (na północnym wschodzie), na której spoczywają pokrywy permsko-mezozoiczna i kenozoiczna (Stupnicka, 1989; Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Podłoże bloku stanowią słabo przeobrażone (anchimetamorficzne), ale silnie zdeformowane tektonicznie silikoklastyki ediakaru (Buła i in., 2008) lub wendyjsko–dolnokambryjskie (Kowalczewski, 1990; Buła, 2000) o miąższości rzędu około 3000–5000 m (Buła, 2000). Podłoże krystaliczne występuje na głębokości najprawdopodobniej ponad 10 000 m (Buła i in., 2008). Według Karnkowskiego (2008) skonsolidowane podłoże jest wieku kadomskiego.

Utwory dolnopaleozoiczne (poza stanowiącymi podłoże bloku małopolskiego skałami kambru dolnego) reprezentowane są przez głównie klastyczne, w mniejszym stopniu węglanowe skały ordowiku i syluru (Jurkiewicz, red., 1976, 1980; Kowalczewski, 1990; Modliński, Szymański, 1996a, b; Buła, 2000; Buła i in., 2008). Zalegają one niezgodnie na starszym podłożu i wykazują słaby stopień tektonizacji (Buła, 2000). Skały tego wieku uległy intensywnej erozji przeddewońskiej, w związku z czym zachowały się tylko w obrębie elementów wówczas obniżonych (Buła, 2000). Na przekrojach geologicznych opartych na wynikach badań sejsmicznych utwory ordowiku i syluru kreślono jako znacznie zaangażowane tektonicznie (silnie sfałdowane), tworzące okrywę bloku małopolskiego (Jurkiewicz, 1968, 1970; Jurkiewicz, red., 1973) (fig. 2).

Skały: wendu, kambru dolnego, ordowiku i syluru bloku małopolskiego występujące w rejonie obszaru arkusza Wodzisław dobrze korelują się z ich równowiekowymi odpowiednikami

rozpoznanymi w zachodniej części bloku małopolskiego oraz w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (Buła, 2000). Tworzą trzy piętra strukturalne: małopolskie, sandomierskie i młodokaledońskie (Buła, 2000).

Na skałach podłoża lub dolnopaleozoicznej pokrywy bloku małopolskiego zalegają niezgodnie utwory systemów dewońskiego i karbońskiego (Buła i in., 2008) (przekrój geologiczny A–B, fig. 2 i 3). W tej części bloku małopolskiego wykazują one duże podobieństwo w wykształceniu litologicznym do równowiekowych im skał występujących w częściach wschodniej i południowej bloku górnośląskiego (Buła i in., 2008). Dewon dolny reprezentowany jest przez skały klastyczne facji old--red, a dewon środkowy i górny – przez utwory węglanowe powstałe w obrębie platformy węglanowej (Buła i in., 2008). W profilu karbonu dolnego występują kompleksy węglanowy i klastyczny facji kulm (Buła i in., 2008; Jurkiewicz, red., 1973). Utwory dewońskie i karbońskie tworzą odrębne, waryscyjskie piętro strukturalne (Buła 2000), z kompleksami strukturalnymi dewońskim (bretońskim) oraz dolnokarbońskim (sudeckim) (Jurkiewicz, red., 1973). Ruchy tektoniczne epoki waryscyjskiej były niezbyt silne, o dominujących tendencjach wznoszących, a odkształcenia fałdowe są tylko pochodnymi pionowych ruchów dźwigających i mają niewielkie amplitudy (Jurkiewicz, red., 1973). Waryscyjska fala deformacyjna przesuwała się z północy lub północnego wschodu na południe lub południowy zachód (Jurkiewicz, red., 1973).

Skały paleozoiczne tworzące pokrywę osadową bloku małopolskiego były wielokrotnie poddawane deformacjom tektonicznym oraz epigenetycznej erozji (Buła i in., 2008). Procesy te zachodziły: pod koniec kambru lub na przełomie kambru i ordowiku, na przełomie syluru i dewonu oraz na przełomie karbonu wczesnego i późnego (po wizenie lub we wczesnym namurze) (Jurkiewicz, red., 1999; Buła i in., 2008). Deformacje tektoniczne miały miejsce także podczas orogenezy alpejskiej (na przełomie mastrychtu i paleocenu). Efektem działalności tych wszystkich procesów jest mozaikowy obraz budowy paleozoiku bloku małopolskiego – obecność struktur zrębowych, skał starszych pośród młodszych (Buła i in., 2008; Jurkiewicz, red., 1999) (fig. 2 i 3). Rozciągłość głównych bloków jest zbliżona do równoleżnikowej. Jurkiewicz (1968) na obszarze opracowania wyróżnił bloki: Włoszczowy–Jędrzejowa, Szczekocin–Potoka Małego, Wodzisławia i Książa Wielkiego, ograniczone przez uskoki: Radzanów–Lelów, Sędziszowa i Czepca (fig. 3).

Blok małopolski znajduje się w granicach paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej (Żelaźniewicz i in., 2011). Blok ten zaznacza się w budowie geologicznej aż do ordowicko-sylurskiego piętra strukturalnego włącznie (Żelaźniewicz i in., 2011). Wyżej, według Karnkowskiego (2008), znajduje się struktura określona przez niego jako synklinorium Słomnik, obejmująca utwory piętra strukturalnego dewońsko-dolnokarbońskiego.

Z tektoniczno-strukturalnego obrazu powierzchni podkenozoicznej wynika, że badany obszar znajduje się w obrębie synklinorium miechowskiego (Karnkowski, 2008) lub segmentu miechowskiego stanowiącego południowo-wschodnią część synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Żelaźniewicz i in., 2011). Granica strukturalno-tektoniczna segmentu miechowskiego obecnie (Żelaźniewicz i in., 2011) znajduje się w innym miejscu niż przyjmowana w tradycyjnym ujęciu, zgodnie z którym stanowiła ją linia intersekcyjna wychodni spągu kredy górnej na powierzchni podkenozoicznej (Pożaryski, red., 1974).

W mezozoiku rejonu badań można wyróżnić trzy odrębne cykle sedymentacyjno-diastroficzne, w trakcie których powstały trzy kompleksy strukturalne (Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, red., 1976): triasowy (i związany z nim kompleks starokimeryjski), jurajski (z kompleksem młodokimeryjskim) i kredowy (z kompleksem laramijskim).

W ostatnich latach opisano cykl jurajski (Złonkiewicz, 2006b, 2011). We wczesnej jurze teren opracowania znajdował się w obrębie dosyć dużego bloku Jaronowic, położonego w środkowej części obecnej niecki miechowskiej (Złonkiewicz, 2006b). Był to obszar wyniesiony, prawdopodobnie względnie stabilny. Panowały na nim warunki lądowe. Teren formującej się niecki ulegał nachyleniu w kierunku północno-zachodnim, tj. w kierunku stref największej subsydencji związanej z bruzdą śródpolską (Złonkiewicz, 2006b). W tym kierunku rośnie też miąższość skał tego oddziału (Złonkiewicz, 2006a, b, 2011). Plan strukturalny utworów jury dolnej w północno-zachodniej części niecki miechowskiej nawiązuje do planu utworów starszych, triasowych, a nawet paleozoicznych (Złonkiewicz, 2011). W jurze środkowej badany obszar podlegał znaczniejszym ruchom dysjunktywnym, wynikającym z dalszej intensyfikacji rozwoju bruzdy śródpolskiej oraz z rozwoju Tetydy (Złonkiewicz, 2006a, b). Zmianom uległy dominujące kierunki tektoniczne, m.in. w związku z uaktywnieniem (pod wpływem sił ekstensyjnych) stref dyslokacyjnych o przebiegu zachód–wschód (fig. 4). Złonkiewicz (2006b), na podstawie typów facji i miąższości skał tego oddziału, wyodrębnił dosyć stabilny blok (zrąb) Pągowa–Włoszczowy–Woli Libertowskiej–Ogrodzieńca oraz, w kierunku wschodnim, blok (rów) Jaronowic–Książa Wielkiego o względnie silnych tendencjach obniżających, względnie stabilny blok (zrąb) Węgleszyna–Działoszyc oraz blok (rów) Jędrzejowa–Zagości o dość silnych tendencjach obniżających. W późnej jurze sedymentacja w dalszym ciągu uwarunkowana była aktywnością stref o założeniach tektonicznych, nawiązujących do planu jury środkowej (Złonkiewicz, 2006a, b). Rozpadowi uległ blok (zrąb) Pągowa–Włoszczowy–Woli Libertowskiej–Ogrodzieńca, przy czym wciąż stanowił obszar o mniejszej subsydencji. Okresowo tworzyły się baseny rozdzielone strefami płytszymi, m.in. obszarem wyniesienia (bloku) Włoszczowy, który to swoje oddziaływanie zaznaczył już w paleozoiku (Złonkiewicz, 2006a, 2011). Złonkiewicz (2006a, b, 2011) obszar maksy-

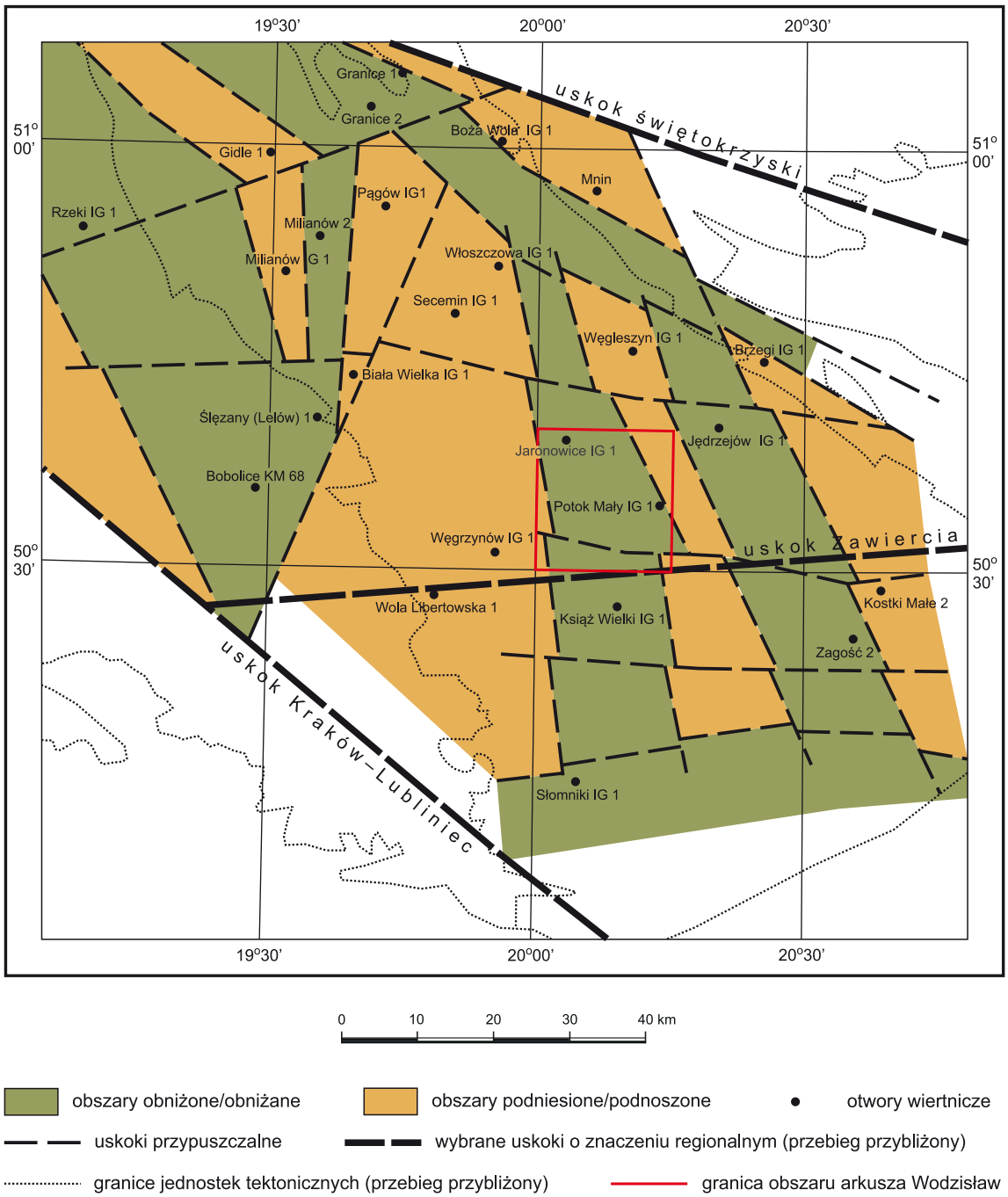


Fig. 4. Szkic paleotektoniczny obszaru niecki miechowskiej w jurze środkowej (późny aalen–wczesny kelowej) (wg Złonkiewicza, 2006b, 2011; uproszczony)

malnej subsydencji jurajskiego zbiornika epikontynentalnego lokuje poza trzonem paleozoicznym Gór Świętokrzyskich, m.in. w obrębie dzisiejszej niecki miechowskiej, w jej północno-wschodniej części (na linii Przedbórz–Dębica). O rozwoju paleotektonicznym niecki miechowskiej w okresie jurajskim decydowały regionalne dyslokacje o charakterze uskoków zrzutowo-przesuwczych: Poznań-Rzeszów (ze strefą dyslokacyjną Lasocin-Strzelce), Kraków-Lubliniec, Opoczno-Grójec, oraz uskok Zawiercia

(Złonkiewicz, 2006a, 2011). W wyniku ich oddziaływania powstał basen z rozciągania, z układem bruzd i grzbietów kontrolowanych przez uskoki potomne, które z kolei, przez swoją synsedymentacyjną aktywność, wpływały na tempo oraz typ akumulowanych osadów (Złonkiewicz, 2011). Co istotne, zdaniem Złonkiewicza (2006b, 2011) rozciągłość głównych bloków jest niemal południkowa (fig. 4), a więc inna niż dla paleozoiku (fig. 3).

W planie strukturalnym utworów kredowych rejonu niniejszego opracowania występują antyklina Łączyna oraz synklina Łysakowa (Jurkiewicz, 1981). Ich fragmenty znajdują się w granicach obszaru arkusza Wodzisław (tabl. II). Formy te stanowią część tego typu struktur występujących w obrębie niecki miechowskiej w utworach kredowych.

Charakterystyczna w rozwoju budowy geologicznej rejonu otworu Jaronowice IG-1 (otw. 2) była dominacja tendencji wynurzających nad obniżającymi (Jurkiewicz, red., 1976). Geoantyklinalny garb Jaronowic tylko raz, we wczesnym sylurze, wszedł w strefę batialną morza kaledońskiego. Później, mimo kilkakrotnego pojawiania się tendencji obniżających, akumulowane były osady płytkowodne lub lagunowe (Jurkiewicz, red., 1976).

Na przeważającej części obszaru arkusza Wodzisław znajdują się wychodnie utworów kredowych. Ukształtowanie ich powierzchni rozpoznano więc na podstawie bezpośrednich obserwacji. Utwory czwartorzędowe pokrywające pozostałą część badanego terenu mają zróżnicowaną miąższość. Analizie poddano przede wszystkim obszary, na których miąższość osadów czwartorzędu przekracza 2,0 m – rejony: Zdanowic, Warzyna Pierwszego, Warzyna Drugiego, Potoku Wielkiego, Potoku Małego, Trzcińca, Łowini, Sosnowca, Tarnawy, Sędziszowa, Borszowic, Mierzyna, Mierzawy, Piły, Jeżowa, Marcinowic, Nowej Olszówki, Wodzisławia, Pokrzywnicy i Piotrkowic (tabl. II). Miąższość skał czwartorzędowych miejscami może osiągać od kilku metrów do ponad 20,0 m, przy czym ich rozciągłość lateralna nie jest znaczna. Osady czwartorzędu wypełniają obniżenia stropowej partii utworów kredowych, powstałe w paleogenie i neogenie – doliny rzeczne i ich zbocza (tabl. V). Położenie utworów czwartorzędowych w dolinach najczęściej nie budzi wątpliwości. Wyjątek stanowią okolice Jeżowa, w rejonie przystanku PKP Klimontów, gdzie strop skał kredowych znajduje się na głębokości nawet 23,8 m, a dolina, czy innego rodzaju obniżenie, które tu kiedyś było, zostało niemal całkowicie wypełnione utworami lodowcowymi. Być może dolinę tę/obniżenie to wykorzystywał jakiś dopływ górnego odcinka Mierzawy. Współczesne ukształtowanie powierzchni badanego terenu niezbyt odbiega od tego sprzed nasunięć lądolodów skandynawskich. Należy raczej odrzucić wysuwane przed laty koncepcje znacznego zasypania tego obszaru podczas zlodowaceń południowopolskich (najprawdopodobniej zlodowacenia Sanu 2) oraz późniejszego, w trakcie interglacjału wielkiego, odpreparowania rzeźby, a nawet pogłębienia dolin. Można sądzić, że po pliocenie i wczesnym

plejstocenie doliny rzeczne wypełnione były utworami rzecznymi w niewielkim stopniu i to tylko w dnach, na zboczach odsłaniały się raczej utwory kredowe (tabl. V). Pewne przesłanki pozwalają zakładać, że dna tych dolin były stosunkowo szerokie, a zbocza asymetryczne (zwłaszcza w dolinach o przebiegu zbliżonym do południkowego, subsekwentnych). Podczas zlodowaceń południowopolskich (najprawdopodobniej zlodowacenia Sanu 2) część z tych dolin została w jakimś stopniu zasypana utworami lodowcowymi, które później częściowo zostały usunięte. Po zlodowaceniu Sanu 2 opisywane doliny były wypełniane osadami rzecznymi kolejnych pięter plejstocenu. Okresowo dochodziło do erozji, przeważała jednak akumulacja.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozwój budowy geologicznej obszaru arkusza Wodzisław można prześledzić od późnego proterozoiku (tab. 2). W wendzie i kambrze badany teren znajdował się w tej samej strefie strukturalnej z położonymi (obecnie) po sąsiedzku południowymi peryferiami Gór Świętokrzyskich i północno-wschodnim obrzeżeniem Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Kowalczewski, 1990; Buła, 2000) – w obrębie bloku małopolskiego (Kowalczewski, 1990; Buła, 2000; Buła i in., 2008). Skały tego wieku powstawały na obszarze niejednorodnym strukturalnie (stąd ich urozmaicona litologia), który jeszcze przed kambrem holomiowym uległ częściowej inwersji tektonicznej (Kowalczewski, 1990). Wywołały ją ruchy tektoniczne fazy małopolskiej, zachodzące w wendzie, na przełomie wendu i kambru oraz we wczesnym kambrze, podczas których skały młodoproterozoiczne uległy miejscami znacznemu sfałdowaniu, metamorfizmowi oraz wynurzeniu (Kowalczewski, 1990, 1996). Utwory kambru dolnego osadzały się na szelfie orogenicznym, labilnym i aktywnym tektonicznie (Kowalczewski, 1990, 1996). Miał on charakter wyspowy – były to łuki wysp wulkanicznych (z grzbietami górskimi, które podlegały wietrzeniu fizycznemu) z towarzyszącymi im rowami inicjalnymi (Kowalczewski, 1990). Utwory litofacji piaskowcowej i zlepieńcowej powstawały w strefach przybrzeżnych, litoralnych, a litofacji mułowcowo-iłowcowej – w strefie sublitoralnej (Kowalczewski, 1990). Sedymentacji towarzyszyły ruchy tektoniczne, schyłkowe fazy małopolskiej, młodomałopolskie (Kowalczewski, 1996). Tendencje dźwigające nasiliły się ponownie u schyłku wczesnego kambru (z końcem poziomu protolenusowego) i na początku kambru środkowego, w trakcie ruchów tektonicznych fazy staroświętokrzyskiej (Kowalczewski, 1990, 1996). Przerwały one dotychczasową sedymentację, ale raczej na krótko (Kowalczewski, Lendzion, 1996; Kowalczewski, 1996). Strefy akumulacji dolnokambryjskiej miały kierunki zbliżone do NNW–SSE, NW–SE, WNW–ESE i W–E. Uległy one utrwaleniu podczas ruchów tektonicznych orogenezy kaledońskiej i stały się głównymi dla planu strukturalnego paleozoiku bloku małopolskiego (Kowalczewski, 1990). Miąższość skał

dolnokambryjskich na obszarze opracowania wynosi kilkaset metrów. Skały te uległy słabemu metamorfizmowi (anchimetamorfizmowi) tylko na terenie stref wyraźnie obniżonych we wczesnym paleozoiku (Kowalczewski, 1990).

W kambrze środkowym i późnym w regionie nidziańskim zachodziła sedymentacja w facjach odpowiednio: piaskowcowych i zlepieńcowych oraz piaskowcowych i mułowcowo-iłowcowych (Kowalczewski, Lendzion, 1996). Na przełomie kambru środkowego i późnego wystąpiły kolejne ruchy tektoniczne – fazy świętokrzyskiej (właściwej) (Kowalczewski, 1990). Z kolei pod koniec kambru późnego miały miejsce ruchy tektoniczne fazy młodoświętokrzyskiej (Kowalczewski, Lendzion, 1996), które doprowadziły do gwałtownego zaniku zbiornika morskiego w regionach nidziańskim i świętokrzyskim (Modliński, Szymański, 1996a). W ich wyniku wyniesione zostały utwory skalne kambru środkowego i górnego (a w części być może i kambru dolnego) i następowało ich niszczenie (erozja przedordowicka; Jurkiewicz, red., 1976) i usuwanie. Zachowane warstwy skalne kambru dolnego w kolejnych epokach tektonicznych (kaledońskiej, waryscyjskiej i alpejskiej) były co rusz fałdowane i przemieszczane, głównie w strefach dyslokacji i uskoków (Kowalczewski, 1990, 1996).

Na początku tremadoku (wczesny ordowik) rozpoczął się nowy epizod transgresji morskiej. Transgresja postępowała z północnego zachodu (Modliński, Szymański, 1996a). Objęła swym zasięgiem prawdopodobnie także region nidziański. Na obszarze badań związane z nią były utwory litofacji piaskowcowo-iłowcowych. Pod koniec tremadoku w regionach nidziańskim i świętokrzyskim, w związku z ruchami wypiętrzającymi fazy sandomierskiej, nastąpiła regresja morza (Kowalczewski, 1996; Modliński, Szymański, 1996a). Wskutek nasilenia działalności procesów erozji zniszczeniu uległa pokrywa osadów tremadockich. Na przełomie tremadoku i arenigu morze ponownie wniknęło na opisywane obszary (Kowalczewski, 1996). Z terenu badań znane są utwory piaskowcowo-iłowcowe arenigu. Zalew morski utrzymywał się w lanwirnie i landeilu oraz w karadoku i aszgilu. Na obszarze opracowania powstawały utwory litofacji piaskowcowo-wapienno-mułowcowych (ordowik środkowy) oraz iłowcowo-wapiennych i mułowcowo-piaskowcowych (ordowik górny) (Modliński, Szymański, 1996a). W lanwirnie miały miejsce ruchy tektoniczne fazy łysogórskiej (Kowalczewski. 1996). Możliwe, że pod koniec karadoku na obszarze opracowania zaznaczyły się też ruchy tektoniczne fazy wczesnotakońskiej (Kowalczewski, 1996). Pod koniec aszgilu, w związku z pulsującymi ruchami tektonicznymi fazy takońskiej, migrującymi w kierunku północnym, doszło do wyraźnej regresji morza (Modliński, Szymański, 1996a) i erozyjnego usunięcia znaczącej części utworów ordowiku. Miąższość utworów tego systemu, stwierdzona na badanym terenie i w jego sąsiedztwie, wynosi zazwyczaj tylko kilkanaście–kilkadziesiąt metrów (Jurkiewicz, 1975), miejscami osiąga około 140 m (Jurkiewicz, red., 1993). Występują tu jedynie skały arenigu.

Tabela 2

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
Czwartorzęd	Holocen			Torfy i namuły torfiaste — $_{tnt}Q_h$	Akumulacja organiczna, mineralno-organiczna i mineralna w dnach dolin rzecznych lub zagłębień bezodpływowych
				Piaski humusowe — $_{ph}Q_h$	
				Mułki i mułki piaszczyste (mady) oraz piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–1,5 m n.p. rzeki — $_{ma}^{f}Q_h^{(t)}$	Erozja rzeczna. Akumulacja mineralna, miejscami mineralno-organiczna, w dolinach rzecznych, w facjach korytowej i powodziowej. Formowanie tarasów rzecznych
				Piaski, piaski ze żwirami i mułki rzeczne — $_{p}^{f}Q_h$	
				Piaski, mułki i gliny rzeczno-deluwialne — $_{pm}^{f-d}Q$	Akumulacja osadów rzecznych i ze zmywania/ spłukiwania
				Piaski, mułki i gliny stożków napływowych — $_{pm}^{(s)}Q$	Akumulacja osadów u wylotu dolin rzecznych i denudacyjnych. Formowanie stożków napływowych
				Piaski eoliczne w wydmach — $_{p}^{e}Q^{(w)}$	Akumulacja eoliczna. Formowanie równin piasków przewianych i wydm
				Piaski eoliczne — $_{p}^{e}Q$	
				Piaski i piaski pyłowate deluwialne i eoliczne — $_{ppy}^{de}Q$	Akumulacja osadów ze zmywania/ spłukiwania oraz ich przewiewanie
				Piaski i gliny deluwialne — $_{pg}^{d}Q$	Akumulacja osadów ze zmywania/ spłukiwania
				Piaski i piaski gliniaste, miejscami żwiry, rezydualne — $_{p}^{r}Q$	Niszczenie osadów lodowcowych
				Piaski i mułki zwietrzelinowe i deluwialne — $_{pg}^{zd}Q$	Wietrzenie fizyczne (głównie w warunkach peryglacjalnych) i akumulacja osadów ze zmywania/ spłukiwania
	Plejstocen	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Piaski rzeczne, miejscami rzeczno-peryglacjalne, tarasów nadzalewowych 1,0–4,0 m n.p. rzeki — $_{p}^{f}Q_{p^4}^{B(t)}$	Erozja i akumulacja rzeczne w zmiennych warunkach klimatycznych. Formowanie tarasów rzecznych
				Lessy — $_{l}Q_{p^4}^{B}$	Akumulacja eoliczna niewielkich pokryw pyłowych
		Interglacjał eemski			Denudacja na wierzchowinach. Erozja i akumulacja rzeczne w dolinach
		Zlodowacenia środkowopolskie		Piaski, piaski i żwiry rzeczno-peryglacjalne — $_{p}^{f-pg}Q_{p^3}$	Erozja i akumulacja rzeczne w zmiennych warunkach klimatycznych

Czwartorzęd	Plejstocen	Interglacjał wielki				Denudacja na wierzchowinach. Erozja (nieznaczna) i akumulacja rzeczne w dolinach
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2		Piaski wodnolodowcowe, miejscami lodowcowe — $^{fg}_{p2}Q^{G}_{p^2}$	Erozja rzeczna i denudacja
						Akumulacja wodnolodowcowa, miejscami lodowcowa
					Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe — $^{gfg}_{pż}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja lodowcowa
					Iły, mułki, mułki piaszczyste i iły warwowe zastoiskowe — $^{b}_{im}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja zastoiskowa
					Piaski wodnolodowcowe, miejscami lodowcowe — $^{fg}_{p1}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja wodnolodowcowa, miejscami lodowcowa
					Mułki lessopodobne — $_{ml}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja utworów pyłowych w różnych środowiskach, następnie lessyfikacja
						Erozja rzeczna i denudacja
		Interglacjał augustowski				Denudacja na wierzchowinach kredowych. Erozja i akumulacja rzeczne w dolinach
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi			
		Plejstocen dolny				
	Neogen				Gliny i mułki — $_{gm}Pg + Ng$	Denudacja (w tym wietrzenie) wzniesień kredowych. Erozja i akumulacja rzeczne. Potomne ruchy tektoniczne
	Paleogen					
Kreda	Kreda górna	Mastrycht		Mastrycht górny		Ruchy tektoniczne fazy laramijskiej. Zanik zbiornika morskiego
						Powolna regresja morska
				Mastrycht dolny	Opoki i margle, z wkładkami piaskowców i wapieni marglistych — $_{ome}Cr_{m1}$	Akumulacja morska
		Kampan			Margle, wapienie margliste, opoki i piaskowce — $_{mewme}Cr_{cp}$	Akumulacja morska
		Santon			Margle i wapienie margliste — $_{mewme}Cr_{st}$	
		Koniak			Margle, miejscami wapienie margliste — $_{me}Cr_{t+cn}$	Akumulacja płytkomorska z możliwymi przerwami (ruchy tektoniczne fazy ilsedzkiej)
		Turon				
		Cenoman			Piaskowce, piaski i piaskowce zlepieńcowate, z glaukonitem — $_{pcp}Cr_{c}$	Akumulacja osadów w środowiskach lądowo-morskich

Kreda	Kreda dolna	Alb			Akumulacja osadów w środowiskach lądowo-morskich Ruchy tektoniczne fazy młodokimeryjskiej. Powstanie lądu. Denudacja
Jura	Jura górna	Wołg			
		Kimeryd		Wapienie, muszlowce, wapienie płytowe, wapienie detrytyczne, wapienie oolitowe i margle — $_{wml}J_{km}$	Akumulacja morska w zbiorniku okresowo wypłycającym się. Powolna regresja morska
		Oksford	Oksford górny	Wapienie, wapienie margliste i margle — $_{wwme}J_{o2+3}$	Akumulacja morska
			Oksford środkowy		
			Oksford dolny	Wapienie piaszczyste i piaskowce wapniste — $_{wppcw}J_{cl3+o1}$	Akumulacja morska na szelfie. Wahania poziomu morza. Pogłębienie zbiornika morskiego
	Jura środkowa	Kelowej	Kelowej górny		
			Kelowej dolny	Łupki i zlepieńce, miejscami mułowce — $_{łzc}J_{bt3+cl1}$	Akumulacja płytkomorska i brakiczna. Ruchy dna morskiego – wahania poziomu morza i okresowe przerwy w akumulacji
		Baton	Baton górny		
			Baton środkowy	Łupki i mułowce — $_{łmc}J_{bj3–bt2}$	Akumulacja płytkomorska i brakiczna Transgresja morska (zbiornik epikontynentalny)
			Baton dolny		
		Bajos	Bajos górny		
			Bajos dolny		Denudacja. Akumulacja lądowa
		Aalen			
	Jura dolna				Regresja morska. Denudacja. Akumulacja lądowa
Trias	Trias górny	Kajper		Mułowce, piaskowce, iłowce i zlepieńce — $_{mcpc}T_k$	Niewielka transgresja morska. Akumulacja lądowa i morska Ruchy tektoniczne fazy starokimeryjskiej. Denudacja
				Mułowce, wapienie, dolomity, margle i piaskowce — $_{mew}T_k$	Akumulacja płytkomorska w zbiorniku okresowo zanikającym. Okresowa denudacja

Trias	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Wapienie z przewarstwieniami margli — $_{w}T_{w}$	Akumulacja morska (zbiornik o charakterze nerytycznym). Powolna regresja morska. Przerwy w sedymentacji
		Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny (ret)	Dolomity, wapienie, margle oraz gipsy i anhydryty — $_{dow}T_{p3}$	Ingresja morska. Akumulacja w zmiennych warunkach środowiskowych, przybrzeżnych i morskich
	Trias dolny		Pstry piaskowiec środkowy		Niewielka transgresja morska. Akumulacja przybrzeżna i lądowa. Denudacja. Ruchy tektoniczne obniżające
			Pstry piaskowiec dolny		Akumulacja lądowa. Denudacja
Perm					
Karbon	Karbon górny				Ruchy tektoniczne fazy młodowary-scyjskiej. Denudacja Ruchy tektoniczne fazy sudeckiej. Akumulacja lądowa. Denudacja
	Karbon dolny	Wizen		Iłowce, mułowce, piaskowce, wapienie i zlepieńce — $_{icmc}C_{tn+v}$	Akumulacja morska (przybrzeżna i na szelfie węglanowym) Ruchy tektoniczne fazy bretońskiej. Regresja morska
		Turnej			
Dewon	Dewon górny	Famen		Wapienie oraz wapienie i margle — $_{w}D_{fr+fa}$	Akumulacja morska
		Fran			
	Dewon środkowy	Żywet		Dolomity — $_{do}D_{gt}$	
		Eifel		Dolomity i wapienie — $_{dow}D_{e}$	Transgresja morska. Akumulacja morska
	Dewon dolny	Ems		Piaskowce, mułowce i iłowce — $_{pcmc}D_{em}$	Ruchy tektoniczne fazy orkadzkiej Transgresja morska. Akumulacja osadów w środowiskach lądowo-morskich
		Zigen			Akumulacja lądowa. Denudacja. Ruchy tektoniczne fazy eryjskiej
		Żedyn			
Sylur	Przydol				Ruchy tektoniczne fazy ardeńskiej Regresja morska
	Ludlow			Mułowce i piaskowce — $_{mcpc}S_{ld}$	Akumulacja morska
	Wenlok			Łupki (graptolitowe) — $_{ł}S_{w}$	Ruchy tektoniczne fazy krakowskiej Akumulacja morska
	Landower			Iłowce — $_{ic}S_{la}$	Transgresja morska. Akumulacja morska

cd. tabeli 2

O r d o w i k	Ordowik górny	Aszgil			Ruchy tektoniczne fazy takońskiej – regresja morska. Denudacja Akumulacja morska
		Karadok			Ruchy tektoniczne fazy wczesno-takońskiej
	Ordowik środkowy	Landeil			Akumulacja morska
		Lanwirn			Ruchy tektoniczne fazy łysogórskiej
	Ordowik dolny	Arenig		Piaskowce, miejscami piaskowce i łupki — $_{pc}O_{ar}$	Akumulacja morska (zbiornik epikontynentalny)
		Tremadok			Transgresja morska Ruchy tektoniczne fazy sandomierskiej – regresja morska Transgresja morska. Akumulacja morska
K a m b r	Kambr górny				Ruchy tektoniczne fazy młodoświętokrzyskiej. Regresja morska. Denudacja Akumulacja morska
	Kambr środkowy				Ruchy tektoniczne fazy świętokrzyskiej Akumulacja morska
	Kambr dolny			Iłowce, mułowce, piaskowce i zlepieńce — $_{icmc}Pt_3–Cm_1$	Ruchy tektoniczne fazy staroświętokrzyskiej Akumulacja morska (na szelfie orogenicznym) Ruchy tektoniczne fazy małopolskiej
Proterozoik	Neoproterozoik				

W landowerze (najstarsza epoka syluru) regiony nidziański i świętokrzyski należały do jednego środowiska sedymentacyjnego, o litofacjach ilastych (Modliński, Szymański, 1996b), związanego z transgresją morską (Jurkiewicz, red., 1976), która rozwijała się po zakończeniu ruchów tektonicznych fazy takońskiej (Modliński, Szymański, 1996b), wraz z nastaniem ruchów obniżających (Kowalczewski, 1996). Zalew morski postępował z północy (Jurkiewicz, red., 1976). W wenloku region nidziański pozostawał w granicach środowiska morskiego o litofacjach ilastych, podczas gdy region świętokrzyski znajdował się w środowisku o litofacjach mułowcowo-ilastych (Modliński, Szymański, 1996b). W skałach tego wieku zaznacza się brak wpływów wulkanizmu (Kowalczewski, 1996). W ludlowie regiony nidziański i świętokrzyski znów należały do jednego środowiska sedymentacyjnego – morskiego o litofacjach typu ilasto-mułowcowo-piaskowcowej (Modliński, Szymański 1996b). Rozpoznane, w sukcesji pionowej, zespoły litofacjalne odpowiadają przypuszczalnie

kolejnym fazom regresywnej ewolucji zbiornika (Modliński, Szymański, 1996b). Pomiędzy osadami wenloku i ludlowu prawdopodobnie istnieje luka sedymentacyjna, wynikająca z czasowego wydźwignięcia części regionu nidziańskiego (Jurkiewicz, red., 1976), związanego zapewne z ruchami tektonicznymi fazy krakowskiej (Kowalczewski, 1996). Hiatus obejmuje na pewno większą część ludlowu i przydol (Buła, 2000). Miąższość skał syluru zachowanych na obszarze badań wynosi kilkaset metrów. W przydolu (najmłodsza epoka syluru) rozpoczął się proces przebudowy tektonicznej (Kowalczewski, 1996). Na przełomie syluru i dewonu doszło do ruchów tektonicznych i wyniesienia regionu nidziańskiego lub części bloków podłoża (Jurkiewicz, red., 1976, 1980). Według Kowalczewskiego (1996) były to ruchy fazy ardeńskiej, których impuls dotarł tu z południa.

We wczesnym dewonie, w żedynie i zigenie, obszar opracowania położony był w strefie lądowej, w związku z czym nie zachowały się tu osady tego wieku, choć nieco dalej na północ, w regionie świętokrzyskim, znajdowały się brzeżne części zbiornika morskiego (Szulczewski i in., 1996). Na przełomie żedynu i zigenu zaznaczył się kolejny etap ruchów tektonicznych − wydźwignęły one obszar kielecko-nidziański bloku małopolskiego (Szulczewski i in., 1996). Zdaniem Kowalczewskiego (1996) były to ruchy fazy eryjskiej, definitywnie zamykające ordowicko-sylurski megacykl sedymentacyjno-diastroficzny, a fałdy i towarzyszące im podłużne dyslokacje rozwinęły się w ustalonym wcześniej kierunku WNW–ESE. Ruchy tektoniczne faz ardeńskiej i eryjskiej skonsolidowały tektonicznie blok małopolski (Kowalczewski, 1996). Dopiero pod koniec wczesnego dewonu, w emsie, na badanym obszarze doszło do akumulacji skał klastycznych (piaskowców, mułowców, iłowców i kwarcytów), w środowiskach pogranicza lądu i morza (Szulczewski i in., 1996) oraz morza, na co mogą wskazywać skamieniałości śladowe typu *Fodinichnia* (Tarnowska, 1991). Na środowisko lądowe wskazują ślady flory. Miąższość utworów tego piętra, zachowanych na terenie arkusza, wynosi od kilkudziesięciu do dwustu kilkudziesięciu metrów. Leżą one niezgodnie na skałach starszego podłoża. W emsie obszar opracowania znalazł się, przynajmniej częściowo, w nowo formowanej strefie depresyjnej (Jurkiewicz, red., 1976). Tempo transgresji morskiej wzrosło w późnym emsie, wtedy też wystąpiły ruchy tektoniczne fazy orkadzkiej (Kowalczewski, 1996). W dewonie środkowym, w eiflu, nastąpiła transgresja morska, spowodowana być może eustatycznym podniesieniem poziomu morza (Szulczewski i in., 1996). Z istnieniem zbiornika morskiego wiąże się powstanie dolomitów i wapieni, a obserwowana zmienność facjalna skał wynika z jego niewyrównanego dna (Szulczewski i in., 1996). Sukcesja eifelska rozpoznana w profilu wiercenia Jaronowice IG-1 przypomina następstwo facjalne znane z Gór Świętokrzyskich – ma wyraźnie regresywny charakter ewolucji z pełnomorskim poziomem *Chimaerothyris dombrowiensis* w części dolnej i wokółpływowej platformy węglanowej w partii górnej (Szulczewski i in., 1996). W profilach wierceń Jaronowice IG-1 i Potok Mały IG-1 nie

stwierdzono skał żywetu, franu i famenu. Prawdopodobnie utwory te, zalegające pierwotnie na tzw. progu Jędrzejowa, oddzielającym m.in. badany obszar od regionu świętokrzyskiego, uległy zniszczeniu przed permem lub triasem, po tektonicznym wydźwignięciu tej struktury (Szulczewski i in., 1996). Serie tego wieku znane są jednak z profilu wiercenia Węgrzynów IG-1, zlokalizowanego w niewielkiej odległości na zachód od terenu arkusza Wodzisław (Jurkiewicz, red., 1973), a na ich szerokie rozprzestrzenienie w granicach badanego obszaru wskazują prace Jurkiewicza (1968) i pod jego redakcją (1973). Skały żywetu, o miąższości około 560–580 m, są utworami strefy nerytycznej szelfu (Jurkiewicz, red., 1973), a skały franu i famenu, również o znacznej miąższości, rzędu 1000,0 m, zalegają w rowie Węgrzynowa (Szulczewski i in., 1996), co sugeruje, że powstawały w zbiorniku o zwiększonej subsydencji dna (Malec, 2015). Ciągłość sedymentacyjna utworów dewonu środkowego i górnego rozpoznanych w profilu Węgrzynów IG-1 (Malec, 2015) oznacza, że morskie środowisko sedymentacji trwało w dewonie środkowym i późnym.

W rejonie obszaru opracowania, między utworami skalnymi dewonu górnego i karbonu dolnego istnieje luka stratygraficzna (Malec, 2015). Ma ona związek z ruchami tektonicznymi fazy bretońskiej, które doprowadziły do regresji morza pod koniec famenu (Jurkiewicz, red., 1973) i zapewne na początku turneju (zdaniem Kowalczewskiego (1996) ruchy te trwały od famenu po wizen). W tym czasie wyniesieniu uległy bloki miechowsko-opatkowicki i włoszczowsko-węgleszyński, między którymi rozwinął się rów szczekocińsko-radzanowski (Kowalczewski, 1996). W części południowej regionu nidziańskiego karbon wykształcony jest w postaci skał węglanowych (w spągu profilu) i klastycznych (w stropie profilu), przy czym ilość klastyków rośnie w kierunku północno-zachodnim (Żelichowski, Jurkiewicz, 1996). Skały klastyczne mogą częściowo reprezentować osady podmorskich osuwisk (Kowalczewski, 1996). W późnym turneju na badanym terenie panowały warunki środowiskowe zbliżone do szelfu węglanowego platform węglanowych, z okresowym wynurzaniem (Żelichowski, Jurkiewicz, 1996). W wizenie w zbiorniku zaszła zmiana w kierunku akumulacji klastyków, a pod koniec tego wieku rozpoczęła się sedymentacja przybrzeżna (Jurkiewicz, red., 1973; Kowalczewski, 1996). Utwory karbonu dolnego zalegające w rowie tektonicznym Węgrzynowa, udokumentowane w profilu wiercenia Węgrzynów IG-1, osiągają około 400 m miąższości (Jurkiewicz, red., 1973). Pod koniec wizenu, na przełomie wizenu i namuru lub nawet po wczesnym namurze, w związku z ruchami fazy sudeckiej, badany obszar uległ wyniesieniu i nastały warunki lądowe (Jurkiewicz, red., 1973; Kowalczewski, 1996). Ruchy tektoniczne postępowały od południa, w kierunku północnym (Kowalczewski, 1996). W późnym karbonie opisywany teren, podobnie jak obszar świętokrzyski, podlegał silnym ruchom tektonicznym, młodowaryscyjskim (Kowalczewski, 1996). Z działalnością tych procesów wiązała się też późniejsza znaczna denudacja.

Począwszy od permu zaczął się formować polski basen ryftowy, stanowiący część basenu środkowoeuropejskiego (Kutek, 1996). Ekspansja tego basenu postępowała w kierunku południowym (Morawska, 1996). Z jego powstaniem i rozwojem, a później zanikiem, związane są antyklinorium śródpolskie i przylegające do niego obszary (Kutek, 1996). W permie, triasie i jurze był to basen ryftowy, na który w późnej kredzie nałożony został basen opadnięciowy (Kutek, 1996). Na przełomie permu i triasu oraz w później jurze zaznaczyły się dwa wyraźne okresy ekstensji (Kutek, 1996). Mniejsze epizody tego typu wystąpiły też w jurze środkowej i we wczesnej kredzie (Kutek, 1996). W jurze środkowej, w rejonie nidziańskim basenu polskiego miały również miejsce procesy i zjawiska tektoniczne, których efektem było osadzenie się skał o mniejszej miąższości niż w rejonach położonych dalej na północny zachód i południowy wschód (Kutek, 1996). W rozwoju polskiego basenu ryftowego ostatnie przejawy ryftowania zaznaczyły się w albie środkowym i późnym (Kutek, 1996). Dały one początek subsydencji i pozwoliły na przywrócenie łączności między basenem środkowoeuropejskim a basenami karpacko-bałkańskimi (Kutek, 1996).

We wczesnym czerwonym spągowcu obszar opracowania pozostawał najpewniej wypiętrzony, a denudacja przeważała nad sedymentacją (Wagner, Zbroja, 1996). Podobnie było w późnym czerwonym spągowcu, choć na północny zachód od badanego terenu istniał basen sedymentacyjny (Wagner, Zbroja, 1996). U schyłku późnego czerwonego spągowca (u schyłku saksonu) region nidziański wchodził w skład wyżyny stanowiącej południowo-wschodnie obramowanie bruzdy śródpolskiej i podlegającej denudacji (Morawska, 1996). Transgresja morza cechsztyńskiego wkroczyła do tego regionu. Północna część regionu nidziańskiego stała się częścią tarasu częstochowskiego, sąsiadującego na wschodzie, za wyniesieniem Włoszczowy, z tarasem świętokrzyskim (Morawska, 1996). Na obu tarasach do schyłku permu odbywała się sedymentacja klastyczna i chemiczna (Morawska, 1996). Nie jest wykluczone, że region nidziański mógł być w cechsztynie, w różnych częściach, objęty sedymentacją, przy czym był to obszar płytkich rozlewisk, wysp i lagun (Morawska, 1996). Podobną interpretację paleogeograficzną dla przełomu czerwonego spągowca i cechsztynu zaproponowali Wagner i Zbroja (1996). Ich zdaniem badany obszar i jego sąsiedztwo znajdowały się w strefie lądowej, na obrzeżeniu której, w obniżeniach, uformowały się dwie zatoki zbiornika śródlądowego: północnoświętokrzyska i południowoświętokrzyska. W zatoki te później wkroczyło morze cechsztyńskie, okresowo pojawiające się i zanikające (Wagner, Zbroja, 1996). Pod koniec cechsztynu nastąpiło zwilgotnienie klimatu i do zatok napłynęło więcej materiału terygenicznego (Wagner, Zbroja, 1996). Według niektórych badaczy zalew morza cechsztyńskiego był raczej krótkotrwały, nastąpił z północnego zachodu i miał miejsce pod koniec tego wieku (Jurkiewicz, red., 1999). Skały powstałe

w tym czasie, w rejonie dzisiejszego Jędrzejowa, wskazują na środowisko lagunowe (Jurkiewicz, red., 1999).

Po regresji morza cechsztyńskiego obszar badań i jego sąsiedztwa wszedł w fazę lądową (Jurkiewicz, red., 1999). Sedymentacja wczesnotriasowa początkowo obejmowała teren o rozmiarach podobnych do rozmiarów zbiornika późnopermskiego, na którym gromadziły się osady klastyczne o znacznej miąższości (Morawska, 1996). Zmieniła się jakość transportowanego materiału, a obecność kwarcu wskazuje na nowy obszar alimentacyjny (Morawska, 1996). Flora wczesnotriasowa miała charakter pionierski, jej głównym składnikiem był widłak *Pleuromeia*, o dużej tolerancji środowiskowej, któremu towarzyszyły rośliny iglaste (Fijałkowska-Mader, 2013). Na początku pstrego piaskowca osady powstawały w środowisku rzek o charakterze roztokowym (Morawska, 1996; Zbroja, Kuleta, 2001; Kuleta, Zbroja, 2006), a dalej w kierunku północnym – w zbiornikach typu playa (Kuleta, 1993). Pod koniec wczesnego pstrego piaskowca nastał klimat cechujący się dużą suchością (Kuleta, 1993). Na początku pstrego piaskowca środkowego, w związku z niewielką transgresją morza, na krótko pojawiło się też nowe środowisko sedymentacyjne (Kuleta, 1993; Morawska, 1996). Później zapanowały warunki akumulacji zbiornikowej typu playa (Kuleta, 1993). Przed późnym pstrym piaskowcem (retem) utwory triasu osadzone na badanym terenie zostały usunięte (Zbroja, Kuleta, 2001; Kuleta, Zbroja, 2006). U schyłku pstrego piaskowca środkowego w basenie polskim wystąpiły ruchy obniżające, w których wyniku ingredowało morze retu (Jurkiewicz, red., 1973, 1976, 1980, 1991, 1999; Jurkiewicz, 1974; Morawska, 1996; Zbroja, Kuleta, 2001). Poprzez obszar dzisiejszej niecki miechowskiej (a więc i teren opracowania) doszło do ożywienia połączenia z basenem Tetydy (Morawska, 1996). Zbiornik recki miał charakter nerytyczny (Jurkiewicz, red., 1973). W rejonie badań i jego sąsiedztwie osadziły się dolomity, wapienie, margle, gipsy i anhydryty. Wyjątek stanowią okolice otworu Jaronowice IG-1, gdzie albo istniała wyspa, albo, tuż pod koniec retu, strefa ta została wynurzona, a skały zerodowane (w profilu wiercenia utwory retu nie występują). W trakcie sedymentacji retu okresowo dochodziło do spłycania zbiornika i pojawiania się sedymentacji węglanowo-ewaporatowej (Jurkiewicz, 1974). Na lądach dominowały iglaste rośliny nagonasienne i paprocie nasienne (Fijałkowska-Mader, 2013).

W triasie środkowym reżim morski utrwalił się na dłużej (Jurkiewicz, red., 1991, 1999). Zbiornik morski miał charakter nerytyczny (Jurkiewicz, 1974). Pod koniec epoki trwała powolna regresja morza, zbiornik ulegał spłyceniu, a nawet dochodziło do przerw w sedymentacji (Jurkiewicz, 1974; Jurkiewicz, red., 1976, 1999; Zawidzka, 1984). Najpełniej rozwinięty wydaje się być wapień muszlowy dolny (Zawidzka, 1984).

Skały pstrego piaskowca dolnego i środkowego oraz retu dolnego reprezentują dolną, terygeniczną formację cyklu sedymentacyjno-diastroficznego kompleksu starokimeryjskiego (Jurkiewicz, 1974). Z kolei skały retu górnego i wapienia muszlowego reprezentują górną, węglanową formację tego cyklu.

W późnym triasie, w zmieniających się warunkach środowiskowych (osady facji lądowej i lagunowej) akumulowane były utwory „kajpru", miejscami o znacznej miąższości (Jurkiewicz, 1974; Jurkiewicz, red., 1976, 1980, 1999; Hakenberg, Świdrowska, 1996). W „kajprze" (Jurkiewicz, 1974) oraz na przełomie „kajpru" i „retyku" (Hakenberg, Świdrowska, 1996) miały miejsce ruchy tektoniczne wznoszące (faza starokimeryjska). Towarzyszyła im erozja. W wyniku kolejnej, niewielkiej transgresji morskiej, na początku „retyku", warunki środowiska sedymentacji zmieniały się od brakiczno-morskich po lądowe (Jurkiewicz, 1974; Jurkiewicz, red., 1980, 1999; Hakenberg, Świdrowska, 1996). W „retyku", miejscami, w okolicach wierceń Jaronowice IG-1 i Potok Mały IG-1, doszło do akumulacji dość znacznej ilości osadów, co sugeruje, że podłoże basenu i jego dno zaczęły się obniżać, powodując zwiększenie rytmu sedymentacji (Jurkiewicz, red., 1973, 1976, 1980; Jurkiewicz, 1974). Utwory „retyku" reprezentują częściowo młodokimeryjski cykl sedymentacyjny (Jurkiewicz, 1974).

Kolejne wynurzenie obszaru badań i terenów sąsiednich nastąpiło po triasie (Jurkiewicz, 1974) i trwało, miejscami, aż do bajosu lub batonu (Jurkiewicz, red., 1973, 1976, 1980, 1991, 1999; Złonkiewicz, 2006b). Nasiliła się działalność procesów erozji i denudacji (Jurkiewicz, 1974). We wczesnej jurze, w warunkach lądowych, lokalnie powstawały osady detrytyczne (Hakenberg, Świdrowska, 1996). Później, na przełomie jury wczesnej i środkowej, uległy one jednak erozji i denudacji, i nie zachowały się do dziś (Jurkiewicz, red., 1976, 1980; Hakenberg, Świdrowska, 1996). Mogły też być usuwane na bieżąco (Złonkiewicz, 2006b).

W jurze środkowej, po początkowej denudacji (w aalenie i wczesnym bajosie), akumulowane były osady w warunkach morskich (Jurkiewicz, red., 1976, 1980; Hakenberg, Świdrowska, 1996), w strefie szelfu silikoklastycznego, po połączeniu zbiornika epikontynentalnego z Tetydą (Złonkiewicz, 2006b). W późnym bajosie i we wczesnym batonie (podczas najbardziej intensywnej transgresji morskiej) oraz w batonie środkowym powstało kilka sekwencji utworów terygenicznych, od mułowców po piaskowce i zlepieńce (Hakenberg, Świdrowska, 1996; Złonkiewicz, 2006b). Osadzały się też ciemne iłowce i mułowce (Jurkiewicz, red., 1976, 1999; Złonkiewicz, 2006b). W późnym batonie i we wczesnym keloweju, w warunkach szelfu, doszło do sedymentacji utworów klastycznych. W późnym batonie mogły mieć miejsce przerwy sedymentacyjne (Jurkiewicz, red., 1991). W późnym keloweju zmienił się charakter sedymentacji, na wapienno-piaszczystą, przy równoczesnym

osłabieniu jej tempa (Jurkiewicz, red., 1976, 1980, 1999). Zakłócenia sedymentacji w keloweju wynikały najpewniej z tendencji dźwigających obszaru opracowania (Jurkiewicz, red., 1973, 1976). Transgresja młodokimeryjska nie zachodziła równomiernie, ulegała intensyfikacji bądź zahamowaniom (Jurkiewicz, red., 1980). W jurze środkowej dno basenu morskiego w obrębie niecki miechowskiej było zróżnicowane na struktury blokowe obniżone (o charakterze rowów) i wyniesione (o charakterze zrębów) o rozciągłości quasi-południkowej, poprzecinane uskokami o przebiegu równoleżnikowym (Złonkiewicz, 2006b). Od późnego triasu po jurę środkową włącznie niecka miechowska była w stosunku do elewacji Radomska i Gór Świętokrzyskich obszarem o mniejszej subsydencji oraz większych lukach sedymentacyjnych i erozyjnych (Hakenberg, Świdrowska, 1996). Jest to wynik uwarunkowań tektonicznych, m.in. aktywności uskoku Pilicy i innych (Hakenberg, Świdrowska, 1996).

Na przełomie jury środkowej i późnej obszar badań i jego sąsiedztwo znajdowały się na pograniczu północnego szelfu Tetydy i epikontynentalnego basenu duńsko-polskiego (Złonkiewicz, 2006b). Początkowo był to szelf silikoklastyczny, później węglanowy. W jego obrębie zaznaczały się wahania wód morskich powodowane ruchami dna basenu.

W oksfordzie środkowym basen epikontynentalny ponownie pogłębił się i pojawiła się facja węglanowa (Jurkiewicz, red., 1973, 1976, 1980, 1991, 1999). Tempo sedymentacji skał tego wieku było znaczne, stąd ich miąższość wynosząca około pięćset kilkadziesiąt metrów (Jurkiewicz, red., 1973, 1976, 1999). W oksfordzie miały miejsce również ruchy dna basenu sedymentacyjnego (Złonkiewicz, 2006b). W kimerydzie sytuacja paleogeograficzna wyglądała podobnie, przy czym, wskutek regresji morskiej w obrębie basenu epikontynentalnego oraz na szelfie Tetydy, wywołanej podnoszeniem dna (Złonkiewicz, 2006b), stopniowo malało tempo akumulacji (Jurkiewicz, red., 1976, 1980, 1991, 1999). Mimo ogólnej tendencji regresywnej morza, niekiedy dochodziło do lokalnych transgresji (Złonkiewicz, 2006b). Regresja morza i wynurzenie obszaru badań oraz jego sąsiedztwa spowodowane były ruchami tektonicznymi fazy młodokimeryjskiej zachodzącymi u schyłku późnej jury (Jurkiewicz, red., 1976, 1999; Złonkiewicz, 2006b). Warunki lądowe, z dominującymi procesami erozji i denudacji, trwały aż do przełomu albu i cenomanu. Z uwagi na zachowanie skał kimerydu przyjmuje się, że teren ten położony był w strefie depresyjnej, mniej narażonej na destrukcję.

W strefie niecki miechowskiej akumulacja utworów albu (na obszarze badań nie występujących) i cenomanu przebiegała w warunkach podłoża rozbitego na odrębne bloki ograniczone czynnymi dyslokacjami (Jurkiewicz, 1981; Złonkiewicz, 2006b). Lokalnie pojawiały się zalewy morskie (Jurkiewicz, red., 1976, 1999). W cenomanie strefa centralna niecki zaczęła ulegać obniżaniu, a tempo sedymentacji wzrosło (Jurkiewicz, 1981; Jurkiewicz, red., 1999). Tendencje obniżania dna

zbiornika morskiego, zapoczątkowane na przełomie wczesnej i późnej kredy, utrzymywały się w wyższych piętrach kredy, potęgując się w santonie i kampanie (Jurkiewicz, 1981). Istnieją wątpliwości co do ciągłości sedymentacyjnej utworów wieku cenoman–koniak, czyli przejścia formacji terygenicznej w węglanową (Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, red., 1976, 1980; Jurkiewicz, 1981). Wynika to z faktu pojawiania się początkowo dużej ilości materiału detrytycznego i glaukonitu pośród osadów facji węglanowej turonu i koniaku, co może świadczyć o krótkotrwałych okresach nieciągłości sedymentacji związanej z ruchami dna morskiego (Jurkiewicz, red., 1973, 1980; Jurkiewicz, 1981), w fazie ilsedzkiej (Jurkiewicz, red., 1976). Na południe od badanego terenu, w rejonie otworu Książ Wielki IG-1, utworów turonu i koniaku nie stwierdzono (Jurkiewicz, red., 1991). Na obszarze opracowania skały: koniaku, santonu i kampanu wskazują na depozycję formacji węglanowej (Jurkiewicz, red., 1976). W mastrychcie sedymentacja osłabła, a zbiornik zaczął ulegać wypłycaniu (Jurkiewicz, red., 1976, 1980, 1999). Można to wyraźnie zaobserwować w profilu wiercenia Potok Mały IG-1, w którym, w osadach tego wieku, rozpoznano piaskowce o lepiszczu wapiennym (Jurkiewicz, 1981). W utworach mastrychtu często obecne są także zapiaszczone margle, a nawet wkładki piaskowców wapnistych (Jurkiewicz, red., 1999). Na przełomie kampanu i mastrychtu zaznaczyła się dostawa materiału terygenicznego i wzrósł udział frakcji piaskowej. Dotychczasowy węglanowy typ sedymentacji w zbiorniku ulegał zaburzeniom. W pierwszych wersjach arkuszy: Szczekociny, Wodzisław i Jędrzejów, na pograniczu kampanu i mastrychtu wyróżniono m.in. piaskowce wapniste i margle piaszczyste (Łyczewska, 1971b, 1972; Kwapisz, 1977, 1978b, 1982a, b). Cykl rozwoju kredy na obszarze niecki miechowskiej można podzielić na dwa kompleksy strukturalne: albsko-cenomański (synilsedzki) i turońsko-mastrychcki (laramijski) (Jurkiewicz, 1981).

Niecka miechowska, jako struktura tektoniczna, została wyodrębniona na przełomie kredy i paleogenu, w wyniku laramijskiej przebudowy kratonicznego obszaru Polski (Kutek, 1996), w tym ruchów deformujących geosynklinę karpacką (Jurkiewicz, red., 1999). Po mastrychcie obszar badań, wraz z całą niecką miechowską, wszedł w fazę lądową (Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, red., 1999).

W starszym paleogenie teren niecki miechowskiej był kilkakrotnie angażowany ruchami wznoszącymi i obniżającymi, które najwyraźniej zaznaczyły się w jej części południowej (Jurkiewicz, 1981). Podczas pomastrychckich ruchów tektonicznych obszarowi niecki miechowskiej został narzucony plan strukturalny o kierunku NW−SE.

W paleogenie i neogenie na badanym terenie panowały warunki lądowe (Gilewska, 1991; Piwocki, 2004; Piwocki i in., 2004). Paleogen, ze względu na warunki klimatyczne i uwarunkowania tektoniczne, sprzyjał niszczeniu laramijskiej rzeźby tektonicznej i według niektórych badaczy

zaznaczył się powstaniem tzw. powierzchni zrównania (Gilewska, 1991). Śladów tej powierzchni Kwapisz (1978b) dopatrywał się we wzgórzach określanych przez niego jako ostańce kredowe, wznoszących się do około 320 m n.p.m. Młodsza powierzchnia wznosić się ma około 260–280 m n.p.m. Niestety, Kwapisz (1978a, b) nie wyjaśnił jak powierzchnie te przeszły morfogenezę glacjalną związaną z pobytem/pobytami, na obszarze badań, lądolodu/lądolodów skandynawskich w plejstocenie. W rozważaniach tego typu trzeba też brać pod uwagę tektonikę, neotektonikę, a nawet izostazję. Główne czynniki morfogenetycze w paleogenie to oddziaływanie rzek (stałych i okresowych) i denudacja (m.in. procesy wietrzeniowe), napędzane zmianami warunków klimatycznych oraz blokowymi ruchami podłoża.

Neogen cechowały czynniki morfogenetyczne podobne do występujących w paleogenie, przy czym w miocenie szczególnie nasiliły się blokowe ruchy podłoża, a w pliocenie nastąpiło przejście od klimatu wilgotnego do suchego, wyraźniej zaznaczyły się też wahania klimatyczne, ciepło–zimno, z tendencją do ochładzania, wskazujące na zbliżanie się epoki lodowcowej (Lisiecki, Raymo, 2005).

W środkowym i późnym miocenie w części południowej niecki miechowskiej miały miejsce pionowe ruchy podłoża (Jurkiewicz, 1981; Gilewska, 1991). Były one związane z rozwojem i zanikiem morza Paratetydy w zapadlisku przedkarpackim − rowie przedgórskim powstałym na przedpolu formujących się Karpat (Oszczypko, 1996, 2001). Z obszaru badań nie są znane utwory, które można by łączyć ze środowiskiem zatok morskich miocenu. Skały tego wieku występują na obszarach arkuszy Miechów (Rutkowski, Mądry, 1994, 1997) i Jędrzejów (Łyczewska, 1971b, 1972).

Zdaniem Kwapisza (1978b) podczas zaniku morza mioceńskiego, wynikającego z blokowych ruchów podłoża, doszło m.in. do utworzenia subsekwentnej sieci rzecznej o kierunku NW–SE. Później, pod koniec pliocenu, kolejne ruchy podłoża miały spowodować przebudowę sieci rzecznej. Rozerwaniu miały ulec rzeki subsekwentne, a dodatkowo powstać miały łukowato wygięte odcinki dolin Mierzawy i Mozgawy (Kwapisz, 1978b).

Biorąc pod uwagę różne dane, wydaje się, że pierwsza sieć rzeczna musiała się zacząć formować w paleogenie, a być może nawet pod koniec mastrychtu, wraz z nastaniem warunków lądowych. Cieki (stałe lub okresowe) uchodziły do wycofującego się morza. Zapewne była to sieć o zróżnicowanym przebiegu koryt, część z nich była subsekwentna, część konsekwentna, a część obsekwentna. Dawne dno morskie raczej nie wynurzyło się jako wyrównana powierzchnia. Obecność wśród skał mastrychtu oprócz utworów facji węglanowej, osadów facji terygenicznej zdaje się wskazywać na ruchy blokowe zarówno dna morskiego, jak i przyległych obszarów lądowych. Ruchy te trwały zapewne i po ustąpieniu zbiornika morskiego. Sieć rzeczna rozwijała się powoli, na zasadzie łączenia się mniejszych cieków. Interesujące jest, że odcinki rzek o przebiegu konsekwentnym (biegnące

w kierunku dawnej osi basenu sedymentacyjnego, w przypadku obszaru badań – na północny wschód) na pewnych odcinkach są przełomowe. Według Kwapisza (1978b) przełomy rzek Mierzawy i Mozgawy miały powstać w pliocenie, jako odpowiedź sieci rzecznej na ruchy blokowe podłoża. W grę może wchodzić też inne rozwiązanie. Po nałożeniu na siebie dwóch warstw informacyjnych: układu sieci rzecznej oraz obrazu paleogeografii i tektoniki jury środkowej i górnej (Złonkiewicz, 2006b) widać, że łukowo wygięte koryta rzek Mierzwy (na obszarze badań) i Białej Nidy (na północ od obszaru badań) znajdują się na jednym z bloków o quasi południkowym przebiegu (Złonkiewicz, 2006b, 2011). Blok ten musiał być aktywny cały czas lub niemal cały czas, w sensie ruchu wynoszącego, dodatkowo prawdopodobnie z pewną rotacją w kierunku północnym. Można więc zakładać, że opisywany fragment doliny Mierzawy, o kształcie łuku, jest dosyć stary, na pewno starszy od pliocenu. Z kolei w rejonie Marcinowic dolina Mierzawy ma układ subsekwentny i być może w przeszłości przez jakiś czas prowadziła swe wody na północny zachód, tj. w kierunku dzisiejszej Pilicy (Kwapisz, 1982a). Charakterystyczna jest szerokość tej doliny w tym miejscu. Wynosi ona około 0,9–1,1 km i musi być uwarunkowana tektonicznie, a poza tym strukturalnie. Przejęcie górnego odcinka Mierzawy mogło nastąpić po zlodowaceniach południowopolskich, wskutek zasypania jej dotychczasowej doliny osadami lodowcowymi. Do dolin Mierzawy i Mozgawy uchodzi wiele bocznych cieków o dolinach subsekwentnych, wynikających z układu warstw skalnych. Doliny te są asymetryczne. Stoki/zbocza zachodnie (czyli o ekspozycji wschodniej), zgodne z upadem warstw skalnych, są nachylone łagodniej od stoków/zboczy przeciwnych, rozwiniętych po czołach warstw skalnych. Należy przyjąć, że główny szkielet sieci rzecznej na badanym terenie powstał przed plejstocenem glacjalnym. Deniwelacje w dolinach z pewnością były większe o kilka–kilkanaście metrów.

W ślad za Kwapiszem (1977, 1978a, b) przyjęto, że niektóre utwory, opisane jako gliny zwietrzelinowe, mogły formować się podczas paleogenu i neogenu. Obecnie nie sposób sprecyzować czasu ich powstania.

Około 2 600 000 lat temu rozpoczęła się epoka lodowcowa, plejstocen (zakończyła się 11 700 lat temu) (Gibbard, 2015). Dawniej granicę między pliocenem a plejstocenem stawiano nieco wcześniej, około 1 870 000 lat temu (Lindner, 1992). W Polsce, pod względem czasu trwania, główną część plejstocenu stanowi plejstocen dolny (tzw. plejstocen przedglacjalny, preglacjał). Mianem tym tradycyjnie określa się okres trwający do pierwszego nasunięcia lądolodu na dany obszar. Literatura wskazuje na dwa lub nawet trzy pobyty lądolodu na terenie badanego arkusza (Lisicki, 2003a, b; Mojski, 2005; Marks, 2011; Marks i in., 2016). W grę wchodzą zlodowacenia: Nidy, Sanu 1 i Sanu 2, przy czym najbardziej prawdopodobne są zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2. Plejstocen przedglacjalny obejmowałby tu więc przedział czasowy niemal 1 800 000–2 000 000 lat. O preglacjale na terenie badań

nie wiemy niczego. Serie rzeczne tego wieku znane są z obszaru arkusza Miechów (Rutkowski, Mądry, 1994), gdzie reprezentowane są przez żwiry powstałe z bardzo dobrze obtoczonych fragmentów opok i margli kredowych. Pod względem klimatycznym preglacjał nie był jednorodny. Dawniej wyróżniano w nim dwa lub cztery cykle morfotwórcze (Lindner, 1992; Mojski, 2005). Obecnie, korzystając np. z krzywych izotopowych tlenu, ustalono, że cykle zmian klimatycznych następowały dosyć szybko, co około 41 000 lat (Lisiecki, Raymo, 2005, 2006; Head, Gibbard, 2015). W pewnych przedziałach czasowych mogło dochodzić do rozwoju czasz lodowych w centrach zlodowaceń (w północnej Europie głównie w Skandynawii), ale same zlodowacenia nie rozwijały się na większych obszarach (Batchelor i in., 2019). Należy sądzić, że nie dochodziło też do znaczniejszego rozwoju strefy peryglacjalnej.

Plejstocen glacjalny, który nastąpił po preglacjale, w ujęciu czasowym obejmuje jedynie 1/4–1/3 plejstocenu. Jednak to z tego okresu pochodzą pokrywy osadów, w tym gliny zwałowe i eratyki, świadczące jednoznacznie o pobytach lądolodów skandynawskich. Stwierdzony na badanym obszarze profil osadów glacjalnych wskazuje na jedno piętro glacjalne. Literatura podaje możliwość dwóch, a nawet trzech. Obecnie nie sposób tego zweryfikować. Sprzed nasunięcia lądolodu skandynawskiego pochodzą mułki lessopodobne. Z pobytem lądolodu wiąże się akumulacja anaglacjalnych piasków wodnolodowcowych, iłów i mułków zastoiskowych, glin zwałowych, piasków i żwirów lodowcowych i wodnolodowcowych oraz kataglacjalnych piasków wodnolodowcowych.

Kwapisz (1978a, b), obserwując pewną zmienność wykształcenia glin zwałowych, ich barwę oraz zawartość okruchów skał lokalnych i północnych, doszedł do wniosku, że zlodowacenie południowopolskie (w ówczesnej nomenklaturze obecne zlodowacenia południowopolskie były traktowane jako jeden glacjał) miało na obszarze badań charakter dwudzielny, a nawet sugerował istnienie dwóch poziomów glin zwałowych. Należy jednak sądzić, że większa miąższość opisywanych glin wynika raczej z ukształtowania terenu, a ich zmienność – z różnic facjalnych. Warstwa utworów lodowcowych – glin zwałowych, żwirów i piasków – raczej nie mogła mieć kilkudziesięciometrowej miąższości, jak podawali Łyczewska (1971a, b) i Kwapisz (1978b). Należy przypuszczać, że podczas zlodowacenia Sanu 2 już pierwotnie wytworzyła się nierównomierna pod względem miąższości pokrywa utworów lodowcowych, a nawet, że na części podłoża kredowego osadów tych mogło nie być wcale.

Wydaje się, że położenie obszaru arkusza Wodzisław w strefie między Górami Świętokrzyskimi i ich mezozoicznym obrzeżeniem (Pasmo Przedborsko-Małogoskie) a Wyżyną Krakowsko-Częstochowską wpływało na transgresje lądolodów skandynawskich. Lądolody, napotykając obszary wyniesione, np. Płaskowyż Jędrzejowski i Garb Wodzisławski, aby je pokonać musiały ulec

podpiętrzeniu. Mogły więc następować postoje czoła lądolodu, połączone z akumulacją mas lodowych. Podpiętrzony lód mógł później szybciej transgredować, a także dzielić się w strefie czołowej na strumienie lodowe dostosowane do morfologii zajmowanego obszaru. W jakim stopniu lądolody zmieniły powierzchnię utworów kredowych, trudno jednoznacznie orzec. Miejscami z pewnością dochodziło do jej wygładzania, choć wyraźnych śladów, np. mutonizacji czy rys lodowcowych, brak.

W latach, w których opracowywano pierwszą wersję arkusza Wodzisław przeceniano morfogenezę interglacjału wielkiego (Łyczewska, 1971a, b; Kwapisz, 1978a, b). Zakładano bardzo silną erozję, znaczne pogłębianie rozwijających się dolin rzecznych – wskutek intensywnej działalności procesów denudacji usunięta miała zostać znaczna część materiału lodowcowego. Tak tłumaczono jego brak np. w strefach wyżej położonych. Obecnie wiadomo, że interglacjał wielki, nawet jeśli był policykliczny, nie miał takiej siły sprawczej, jaką mu przypisywano. Ponadto podczas interglacjałów występowała zwarta roślinność, która dość skutecznie chroniła przed nadmierną denudacją i erozją rzeczną (interglacjały następowały po glacjałach, trwały względnie krótko, zazwyczaj kilkanaście tysięcy lat, niektóre nawet krócej). Z dużym prawdopodobieństwem można za to założyć, że nasilenie procesów denudacji wynikało z izostatycznego (po ustąpieniu lądolodu) wynoszenia podłoża oraz procesów neotektoniki.

Ze zlodowaceń środkowopolskich na obszarze badań zachowało się raczej niewiele utworów. Należy ich szukać w dolinach, pod przykryciem młodszych osadów. Nie są to raczej utwory piaszczyste położone względnie wysoko. W przeszłości osady piaszczyste, opisane jako fluwioperyglacjalne zlodowacenia środkowopolskiego, wyróżniono nawet około 300 m n.p.m. (Kwapisz, 1977, 1978b). Ich powstanie tak wysoko miało być wynikiem zatamowania przez lądolód odpływu wód na północ i podniesieniem bazy erozyjnej. Utwory fluwioperyglacjalne miały zasypać nie tylko obniżenia (doliny), ale wchodzić wyżej. Obecnie, analizując NMT w ujęciu szerszym niż tylko obszar arkusza Wodzisław, można zauważyć, że odpływ w kierunku doliny Pranidy był raczej swobodny.

Z interglacjałem eemskim na terenie opracowania nie powiązano żadnych osadów. W tym czasie w dolinach zachodziły erozja i akumulacja rzeczne, a obszary wyniesione poddawane były denudacji (słabej ze względu na zwartą pokrywę roślinną).

Podczas zlodowacenia Wisły na badanym obszarze powstały niewielkie płaty lessów oraz, w dolinach rzecznych, utwory tarasu nadzalewowego 1,0–4,0 m n.p. rzek.

W przypadku opisywanego obszaru warunki przejścia z glacjału do interglacjału należy rozpatrywać od końca zlodowacenia Sanu 2 i początku interglacjału mazowieckiego. Od tego czasu znajdował się on w strefie ekstraglacjalnej, poza zasięgiem lądolodów zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich. Takich cykli przejścia było więc kilka. Związane są z nimi utwory: zwietrzelinowe,

deluwialne, rzeczno-deluwialne, eoliczne i stożków napływowych oraz rezydualne. Niewykluczone, że w pewnych miejscach mogą one mieć strukturę piętrową, zalegając jedne na drugich.

W holocenie dominowały i dominują procesy rzeczne. Miejscami, w dnach dolin rzecznych lub zagłębień deflacyjnych, dochodziło i dochodzi do akumulacji utworów organicznych (torfów) lub mineralno-organicznych (piasków humusowych i namułów torfiastych).

IV. PODSUMOWANIE

Efektem prac aktualizacyjnych wykonanych na arkuszu Wodzisław jest zestawienie mapy geologicznej i pozostałych elementów niniejszego opracowania zgodnie z wymaganiami Instrukcji… z 2004 r. Rozpoznane wydzielenia geologiczne dostosowano do aktualnego schematu stratygraficznego.

Podczas aktualizacji wykorzystano nowe archiwalne dane geologiczne (profile otworów wiertniczych), nowe mapy topograficzne oraz NMT. Obrobiono je w środowisku GIS. W ramach prac terenowych (kartowania powierzchniowego) dokonano weryfikacji granic geologicznych. Ponieważ na znacznej części obszaru arkusza występują wychodnie utworów górnokredowych (mastrychtu i kampanu) doprecyzowano przebieg ich granic, na podstawie zarówno obserwacji w terenie, jak i analizy NMT.

Obszar arkusza Wodzisław pod względem tektonicznym, w planie górnoalpejskim, znajduje się w obrębie synklinorium miechowskiego (Karnkowski, 2008) lub segmentu miechowskiego stanowiącego część rozległego synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Żelaźniewicz i in., 2011). Jednostka ta wyraźnie zaznacza się na powierzchni podkenozoicznej. Synklinorium formowało się od przełomu kredy i paleogenu do końca wczesnego paleogenu.

Pokrywa paleozoiczna badanego terenu jest piętrowa. Stanowi część bloku małopolskiego. Skały dewońskie i karbońskie (dokładnie dolnokarbońskie) tworzą synklinorium Słomnik (Karnkowski, 2008). Pod nimi zalegają utwory starszego piętra strukturalnego, złożonego ze skał ordowiku (o niepełnym profilu) i syluru (o pełniejszym profilu). Tworzą okrywę bloku małopolskiego, nie maskując go jeszcze (Żelaźniewicz i in., 2011). Głębiej zalegają skały górnoproterozoiczno-dolnokambryjskie. Podłoże bloku rozpatrywane jest dwojako. Stanowią je słabo przeobrażone (anchimetamorficzne) i silnie zdeformowane tektonicznie silikoklastyki ediakaru (Buła i in., 2008) lub wendyjsko–dolnokambryjskie (Kowalczewski, 1990; Buła, 2000). Skały te mają miąższość rzędu około 3000–5000 m (Buła, 2000). Według Karnkowskiego (2008) konsolidacja podłoża jest wieku kadomskiego. Podłoże krystaliczne występuje na głębokości najprawdopodobniej ponad 10 000 m

(Buła i in., 2008). Blok małopolski znajduje się w granicach platformy zachodnioeuropejskiej (Żelaźniewicz i in., 2011).

Skały kambru dolnego osadziły się na aktywnym tektonicznie szelfie orogenicznym (Kowalczewski, 1990, 1996). W kambrze środkowym i późnym zachodziła sedymentacja w facjach piaskowcowych i zlepieńcowych oraz piaskowcowych i mułowcowo-iłowcowych (Kowalczewski, Lendzion, 1996). Utwory kambru środkowego i górnego uległy zniszczeniu.

Akumulacja trwała przez cały ordowik. Dominowały środowiska morskie. Do dziś, na skutek ruchów tektonicznych, zachowały się jedynie utwory arenigu.

W sylurze również dominowały środowiska akumulacji morskiej, ale pod koniec tego okresu, w wyższej części ludlowu i w przydolu, wskutek ruchów tektonicznych, nastały warunki lądowe. Na obszarze badań zachowały się skały: landoweru, wenloku i częściowo ludlowu.

W dewonie hiatus obejmuje większą część dewonu dolnego (żedyn i zigen). Wynika to z kontynuacji, zapoczątkowanych w sylurze, warunków lądowych. Na terenie opracowania zachowały się utwory pozostałych pięter dewonu, powstałe w warunkach pogranicza lądu i morza (ems) oraz w warunkach morskich (eifel–famen).

Z karbonu pochodzą jedynie utwory oddziału dolnego. Karbon dolny z południowej części regionu nidziańskiego reprezentowany jest przez utwory węglanowe (w spągu profilu) i skały klastyczne (w stropie profilu). Powstały one w obrębie rowu Węgrzynowa. W późnym karbonie na obszarze arkusza panowały warunki lądowe.

Z permu na obszarze opracowania najprawdopodobniej nie zachowały się żadne skały.

Pełniejszy rozwój reprezentują utwory triasu, przy czym ich profil rozpoczyna się dopiero skałami pstrego piaskowca górnego (retu). Są to utwory strefy przybrzeżnej. W triasie środkowym doszło do akumulacji skał węglanowych. Z kolei w późnym triasie początkowo panowały warunki lądowe, a później strefy przybrzeżnej. Zwiększona miąższość osadów wskazuje na obniżanie dna basenu sedymentacyjnego.

Na terenie arkusza nie ma zachowanych osadów jury dolnej. Był to okres lądowy. Profil jurajski rozpoczyna się dopiero utworami bajosu górnego. Aż po wczesny oksford panowały tu warunki płytkiego morza. Pogłębienie zbiornika i zwiększenie tempa sedymentacji miało miejsce dopiero w oksfordzie środkowym. Pod koniec kimerydu nastąpiła regresja morza. Ostatnio utwory jury zostały poddane nowej interpretacji (Złonkiewicz, 2006b).

W profilu utworów mezozoicznych badanego terenu hiatus obejmuje całą kredę dolną. Dopiero na przełomie albu i cenomanu ponownie doszło do zalewu morskiego, który trwał aż do mastrychtu. Utwory kredy górnej reprezentują w przewadze formację węglanową (niepozbawioną luk).

W paleogenie i neogenie na badanym obszarze panowały warunki lądowe. Powstawały pokrywy zwietrzelinowe oraz serie rzeczne, z których do dziś zachowały się jedynie zwietrzeliny.

Utwory czwartorzędowe rozpoznane na terenie opracowania związane są głównie ze środowiskami: lodowcowym, wodnolodowcowym, rzecznym i eolicznym. Powiązano je ze zlodowaceniami: południowopolskimi, środkowopolskimi i północnopolskimi, oraz z holocenem. Z plejstocenu dolnego, zlodowaceń najstarszych (zlodowacenia Narwi) i interglacjału augustowskiego nie zachowały się żadne osady. Nierozstrzygniętym zagadnieniem jest po dziś dzień stratygrafia glin zwałowych. Dane literaturowe wskazują na co najmniej dwukrotny, a być może nawet trzykrotny, pobyt lądolodów skandynawskich na badanym obszarze, podczas gdy występuje tu jeden poziom glin zwałowych, mniej lub bardziej miąższy, zwietrzały.

Dzięki pracom aktualizacyjnym, wspartym aktualną wiedzą literaturową, w nowy sposób ujęto stratygrafię utworów geologicznych obszaru arkusza Wodzisław, w nieco odmienny sposób spojrzano zarówno na rzeźbę terenu (dzięki NMT), jak i jego paleogeografię. Część dawnych koncepcji, zwłaszcza dotyczących utworów czwartorzędowych, musiała zostać negatywnie zweryfikowana.

Stratygrafia utworów plejstoceńskich występujących na badanym terenie jest w dalszym ciągu niewystarczająco rozpoznana. Z uwagi na brak stanowisk interglacjalnych jej doprecyzowanie będzie trudne. Kolejnymi zagadnieniami do rozpatrzenia w przyszłości są utwory zwietrzelinowe, obecnie opisane jako paleogeńskie i neogeńskie, oraz paleogeografia paleogenu i neogenu.

Kielce, 2022 r.

LITERATURA

Barski M., 1999 — Stratygrafia jurajskich czarnych iłów z odsłonięć w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. *Prz. Geol.*, **47**, 8.

Batchelor C.L., Margold M., Krapp M., Murton D.K., Dalton A.S., Gibbard P.L., Stokes C.R., Murton J.B., Manica A., 2019 — The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nat. Commun.*, **10**, 3713.

Bińka K., Marks L., 2018 — Terrestrial versus marine archives: biostratigraphical correlation of the Middle Pleistocene lacustrine records from central Europe and their equivalents in the deep-sea cores from the Portuguese margin. *Geol. Quart.*, **62**, 1.

Błaszkiewicz A., 1965 — O dwóch gatunkach rodzaju Pachydiscus z mastrychtu okolic Włoszczowej (synklinorium miechowskie). *W*: Z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. **1**. *Biul. Inst. Geol.*, 192.

Buła Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **171.**

Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008 **—** Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Prz. Geol.*, **56**, 10.

Compston W., Sambridge M.S.; Reinfrank R.F., Moczydłowska M., Vidal G., Claesson S., 1995 — Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *J. Geol. Soc*., **152**, 4.

Deczkowski Z., Gajewska I., 1997 — Przednorycko-retycka powierzchnia paleogeologiczna Niżu Polskiego. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **153**.

Dobrowolski R., Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., 2014 — Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Prz. Geol*., **62**, 1.

Drozd M., Trzepla M., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849) (wraz z Objaśnieniami) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Drozd M., Trzepla M., Wieczorek D., 2020 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Drozd M., Trzepla M., Wieczorek D., 2021 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Fijałkowska A., 1995 — Analiza palinologiczna osadów górnego permu i triasu w wybranych profilach wiertniczych z obszaru Niecki Miechowskiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokorzyski, Kielce.

Fijałkowska-Mader A., 2013 — Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat późnego permu i triasu niecki Nidy. *Biul. Państw. Inst. Geol*., 454.

Gawor-Biedowa E., 1974 — Opracowanie mikropaleontologiczne próbek z arkuszy Nagłowice i Wodzisław. Arch. Przeds. Geol., Kielce.

Gibbard P.L., 2015 — The Quaternary System/Period and its major subdivisions. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 4.

Gilewska S., 1991 — Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. *W*: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze (L. Starkel, red.). PWN, Warszawa.

Goździk J., 1998 — Struktury sedymentacyjne w eolicznych piaskach pokrywowych w Polsce. *W*: Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna (E. Mycielska-Dowgiałło, red.). WGSR UW, Warszawa.

Hakenberg M., 1986 — Alb i cenoman w niecce miechowskiej. *Stud. Geol. Pol*., **86**.

Hakenberg M., Jurkiewicz H., Woiński J., 1973 — Profile kredy środkowej w północnej części niecki miechowskiej. *Kwart. Geol*., **17**, 4.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1996 **—** Rozwój paleogeograficzny Niecki Miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.

Head M.J., Gibbard P.L., 2015 — Early-Middle Pleistocene transitions: Linking terrestrial and marine realms. *Quatern. Internat*., **389**.

Henkiel A., 1993 — Nowa koncepcja morfogenezy Wyżyny Lubelskiej – geologia i geomorfologia Równiny Bełżyckiej. *Ann. UMCS Sect. B*, **48**.

Jurkiewicz H., 1965 — Problemy strukturalne niecki Nidy i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz możliwości występowania na tych obszarach ropy naftowej i gazu. *Prz. Geol*., **13**, 8.

Jurkiewicz H., 1968 — Charakterystyka strukturalno-geologiczna oraz perspektywy ropo- i gazonośności niecki Nidy (opracowanie wstępne). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Jurkiewicz H., 1970 — Charakterystyka strukturalno-geologiczna oraz ropo- i gazonośność Niecki Nidziańskiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Jurkiewicz H. (red.), 1973 — Węgrzynów IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol*., 7.

Jurkiewicz H., 1974 — Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol*., **18**, 1.

Jurkiewicz H. (red.), 1974 — Węgleszyn IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol*., 19.

Jurkiewicz H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *W*: Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. **11.** *Biul. Inst. Geol*., 283.

Jurkiewicz H. (red.), 1976 — Jaronowice IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol*., 34.

Jurkiewicz H. (red.), 1980 — Potok Mały IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol*., 51.

Jurkiewicz H., 1981 — Kreda centralnej części niecki miechowskiej. *Pr. Geogr. WSP Kielce*.

Jurkiewicz H. (red.), 1991 — Książ Wielki IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol*., 71.

Jurkiewicz H. (red.), 1999 — Jędrzejów IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol*., 92.

Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., Wierzbowski A., 1969 — Przekrój geologiczny przez osady permsko-mezozoiczne Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol*., **13**, 3.

Kalicki T., Kowal S., Fularczyk K., Kusztal P., Frączek M., Żurek K., Przepióra P., 2022 **—** Morphology and sediments of the upper Mierzawa floodplain (Polish Uplands). *Acta Geobalcan.*, **8**, 1.

Karnkowski P.H., 2008 **—** Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Prz. Geol*., **56**, 10.

Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Kowalczewski Z., 1981 — Litostratygrafia wendu w Górach Świętokrzyskich i niecce miechowskiej. *W*: Mat. konf. Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce 6–8 września 1981 (H. Żakowa, red.). Wyd. Geol., Warszawa.

Kowalczewski Z., 1990 — Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski (litostratygrafia, tektonika, paleogeografia). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **131.**

Kowalczewski Z., 1996 — Zarys ewolucji. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Kowalczewski Z., Lendzion K., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Kambr. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Kuleta M., 1985 — Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów piaskowca pstrego w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i Niecce Miechowskiej. *W*: Budowa geologiczna kompleksu permsko-mezozoicznego obszaru platformowego Polski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Kuleta M., 1993 — Podstawowe badania geologiczno-regionalne Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidy. Zadanie: Środowisko sedymentacji dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Kuleta M., Zbroja S., 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. *W*: Mat. konf. 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r.: materiały konferencyjne (S. Skompski, A. Żylińska, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kutek J., 1968 — Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. *Acta Geol. Pol*., **18**, 3.

Kutek J., 1969 — Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II – Paleogeografia. *Acta Geol. Pol*., **19**, 2.

Kutek J., 1996 — Obszar niecki nidziańskiej jako część polskiego permsko-mezozoicznego basenu ryftowego. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.

Kwapisz B., 1977 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wodzisław (882). Inst. Geol., Warszawa.

Kwapisz B., 1978a — Czwartorzęd dorzecza górnej Mierzawy. *Kwart. Geol*., **22**, 1.

Kwapisz B., 1978b — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wodzisław (882). Inst. Geol., Warszawa.

Kwapisz B., 1980 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Secemin (848). Inst. Geol., Warszawa.

Kwapisz B., 1982a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczekociny (881). Inst. Geol., Warszawa.

Kwapisz B., 1982b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczekociny (881). Inst. Geol., Warszawa.

Lindner L., 1992 — Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. *W*: Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia (L. Lindner, red.). Wyd. PAE, Warszawa.

Lindner L., Marks L., 2012 **—** O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol*., **60**, 1.

Lindner L., Marks L., Nita M., 2013 **—** Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quatern. Internat*., **292**.

Lisicki S., 2003a — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol*., **177**.

Lisicki S., 2003b — Zasięgi lądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły wyznaczone na podstawie petrograficznych badań glin lodowcowych, w nawiązaniu do izotopowych stadiów tlenowych. *Prz. Geol*., **51**, 3.

Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005 — A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, **20**, 1.

Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2006 — Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quatern. Sci. Rev*., **26**, 1–2.

Ludwikowska-Kędzia M., 2018 — Kopalnia dolomitów Winna – mioceńskie wypełnienia lejów krasowych. *W*: Mat. konf. 25. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich. Huta Szklana k. Bielin, 3–7 września 2018 roku (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red). Kielce.

Łyczewska J., 1971a — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. *W*: Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Pr. Inst. Geol*., **64**.

Łyczewska J., 1971b — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jędrzejów (883). Inst. Geol., Warszawa.

Łyczewska J., 1972 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jędrzejów (883). Inst. Geol., Warszawa.

Malec J., 2015 — Biostratgrafia utworów dewonu i karbonu z centralnej części masywu małopolskiego na podstawie konodontów. *Biul. Państw. Inst. Geol*., 462.

Marks L., 2011 — Chapter 23 – Quaternary Glaciations in Poland. *Develop. Quatern. Sci*., **15**.

Marks L., 2016 — Zmiany klimatu w holocenie. *Prz. Geol*., **64**, 1.

Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol*., **66**, 3.

Maruszczak H., 2000 — Definicja i klasyfikacja lessów oraz utworów lessopodobnych. *Prz. Geol*., **48**, 7.

Matyja B.A., 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol*., **27**, 1.

Mazurek A., 1925 — Utwory kredowe w północnej części arkusza „Pińczów" według mapy w skali 1:100 000. *Posiedz. nauk. PIG*, 12.

Mądry S., 2023a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jędrzejów (883) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Mądry S., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jędrzejów (883) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Mądry S., Salwa S., 2020a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Tarnów (66), wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Mądry S., Salwa S., 2020b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Tarnów (66), wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Modliński Z., Szymański B., 1996a — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Ordowik. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Modliński Z., Szymański B., 1996b — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Sylur. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Mojski J.E., 1950 — Asymetria zboczy dolinnych w dorzeczu Bystrzycy. *Ann. UMCS Sect. B*, **5**, 2.

Mojski J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Morawska A., 1996 — Strukturalne uwarunkowania sedymentacji permsko-wczesnotriasowej na obszarze niecki miechowskiej. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.

Oszczypko N., 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol*., **44**, 10.

Oszczypko N., 2001 — Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Prz. Geol*., **49**, 8.

Pierzchałko Ł., 1954 — Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej. *Czas. geogr*., **25**, 4.

Piwocki M., 2004 — Paleogen. *W*: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Neogen. *W*: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1966 — Stratygrafia kredy niecki włoszczowskiej. *Kwart. Geol*., **10**, 4.

Pożaryski W. (red.), 1974 — Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.

Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S., 2015 — An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quatern. Sci. Rev*., **111**.

Rutkowski J., Mądry S., 1994 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Miechów (915). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Rutkowski J., Mądry S., 1997 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Miechów (915). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Salwa S., Mądry S., 2020 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Tarnów (66) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Siemiątkowska-Giżejewska M., 1974 — Stratigraphy and Paleontology of the Callovian in the Southern and Western Margins of the Holy Cross Mts.. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 2.

Słodkowska B., Kasiński J., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1.

Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, **91**, 2.

Studencka J., 1983 — *Chimaerothyris dombrowiensis* (Gürich) z dolnego eiflu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **27**, 3.

Stupnicka E., 1989 — Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.

Szajn J., 1977a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849). Inst. Geol., Warszawa.

Szajn J., 1977b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849). Inst. Geol., Warszawa.

Szajn J., 1980 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Włoszczowa (812). Inst. Geol., Warszawa.

Szulczewski M., Miłaczewski L., Tarnowska M., Skompski S., Malec J., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Dewon. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Tarnowska M., 1990 — Sekwencja osadów dewonu dolnego i eiflu w otworze wiertniczym Jaronowice IG 1. *Kwart. Geol.*, **34**, 3.

Tarnowska M., 1991 — Rozmieszczenie skamieniałości śladowych grupy Fodinichia w osadach emsu Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **35**, 4.

Urban J., 2014 — Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidzińskiej. *Prz. Geol.*, **62**, 1.

Urban J., Hercman H., Ochman K., 2018a — Zapis plejstocenu w świętokrzyskich stanowiskach krasowych – podsumowanie dotychczasowych badań. *W*: Mat. konf. 25. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich. Huta Szklana k/Bielin, 3–7 września 2018 roku (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red). Kielce.

Urban J., Woroncowa-Marcinowska T., Pawłowska K., Żarski M., Rywocka-Kenig K., Kasza A., 2018b — Sitkówka (Trzuskawica) – osadniki (kopalnia Łaguny w Górze Jaźwica) – neogeńskie i czwartorzędowe wypełnienia form krasowych. *W*: Mat. konf. 25. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich. Huta Szklana k/Bielin, 3–7 września 2018 roku (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red). Kielce.

Wagner R., Zbroja S., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Perm. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Wierzbowski A., 2020 — The Kimmeridgian of the south-western margin of the Holy Cross Mts., central Poland: stratigraphy and facies development. Part I. From deep-neritic sponge megafacies to shallow water carbonates. *Vol. Jurassica*, **18**, 2.

Zawidzka K., 1984 — Stratygrafia i mikrofacje wapienia muszlowego w północnej części plakosynkliny miechowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **54**, 1–2.

Zbroja S., Kuleta M., 2001 — Analiza facjalna górnego permu i dolnego triasu w centralnej części Niecki Nidy. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Złonkiewicz Z., 2006a — Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Prz. Geol*., **54**, 6.

Złonkiewicz Z., 2006b — Rozwój sedymentacji jurajskiej w Niecce Nidy. [praca doktorska]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Złonkiewicz Z., 2009 — Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. *Prz. Geol*., **57**, 6.

Złonkiewicz Z., 2011 — Co z tą bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. *W*: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii (A. Zieliński, red.). Inst. Geogr. UJK, Kielce.

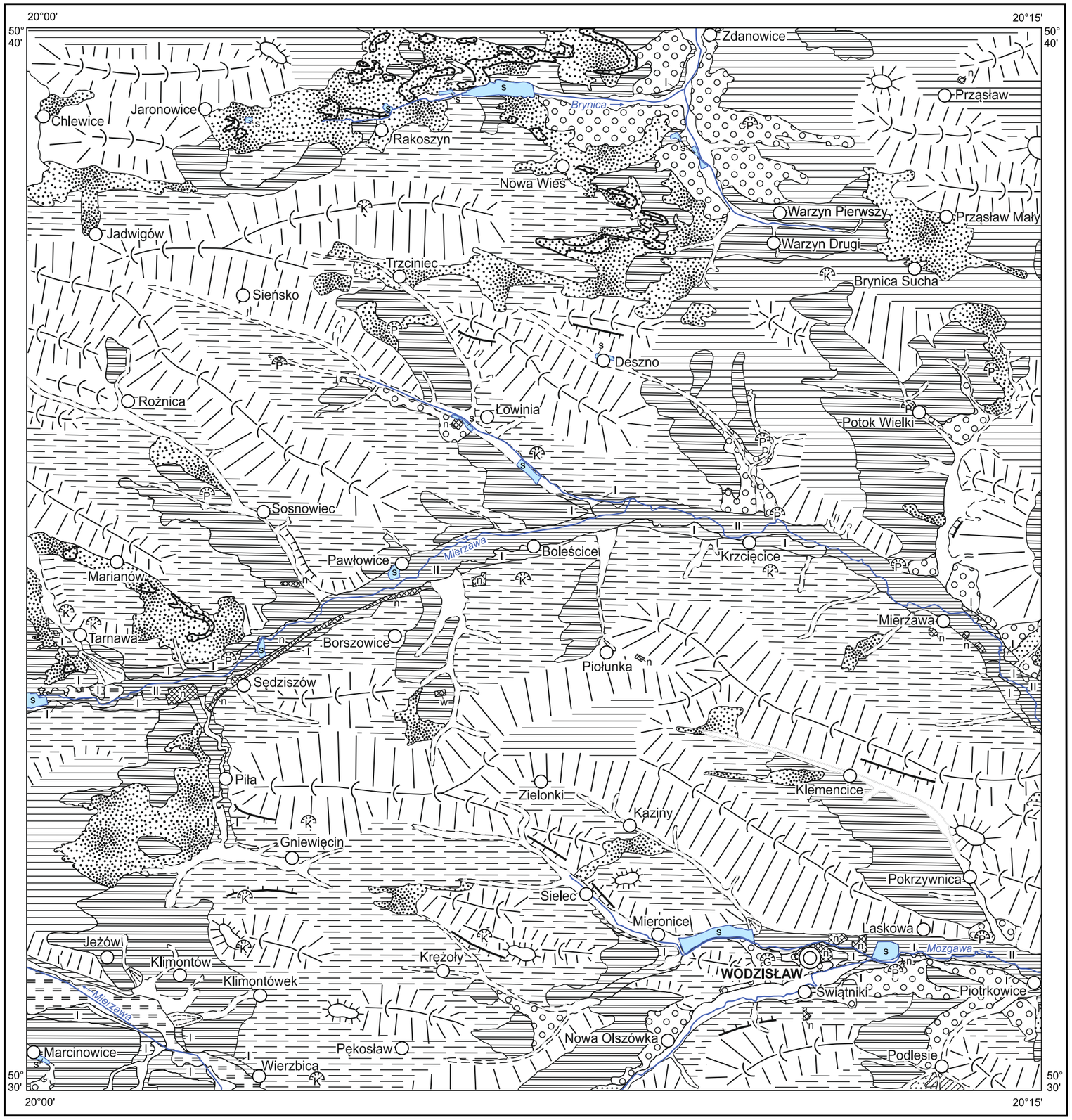
Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. KNG PAN, Wrocław.

Żelichowski A.M., Jurkiewicz H., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Karbon. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wodzisław (882)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Równiny moreny dennej

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Pokrywy lessowe

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych: nadzalewowe (**I**) i zalewowe (**II**)

Formy denudacyjne i różnej genezy

- Powierzchnie zrównań wierzchowinowych
- Równiny denudacyjne
- Dolinki denudacyjne i młode rozcięcia erozyjne
- Stożki napływowe
- Stoki: a. strome, b. łagodne
- Góry i pagóry świadki
- Grzbiety zaokrąglone
- Progi strukturalne

Formy nieoznaczonej genezy

- Równiny piaszczyste

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Kamieniołomy (K), piaskownie (P) i glinianki (G)
- Dna stawów
- Nasypy (n) i wysypiska odpadów komunalnych (w)

Opracowali: A. STOIŃSKI, D. WIECZOREK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wodzisław (882)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY Z ELEMENTAMI TEKTONIKI

Skala 1:75 000

PALEOGEN + NEOGEN
- Pg+Ng — Gliny i mułki

KREDA
- KREDA GÓRNA
  - Cr_{m1} — Margle, opoki i piaskowce — MASTRYCHT DOLNY — MASTRYCHT
  - Cr_{cp} — Margle, opoki i wapienie — KAMPAN

- Granice geologiczne — KAMPAN
- Uskoki przypuszczalne
- Osie antyklin
- Osie synklin
- —260— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Wychodnie utworów podłoża czwartorzędu na powierzchni terenu
- 1 / Cr_{m1} 281,3 — Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Ng – neogen, Pg – paleogen, Cr_3 – kreda górna, Cr_{m1} – mastrycht, Cr_{cp} – kampan; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu w m n.p.m.)
- A——B — Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C– — –D — Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracowali: D. WIECZOREK, A. STOIŃSKI

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wodzisław (882)

SZCZEGÓŁOWE METRYCZKI GŁĘBOKICH OTWORÓW WIERTNICZYCH ZAMIESZCZONYCH NA MAPIE GEOLOGICZNEJ

2
274,6
●
Cr_{m1} – 0,0
Cr_{cp} – 264,1
Cr_{st} – 518,8
Cr_{cn} – 591,4
Cr_{t} – 602,0
Cr_{c} – 612,4
J_{km} – 699,2
J_{o2+3} – 804,7
J_{cl3+o1} – 1360,0
$J_{bt3+cl1}$ – 1365,0
$J_{bj3–bt2}$ – 1399,7
T_{k} – 1407,6
T_{w} – 1741,6
D_{e} – 1826,0
D_{em} – 1950,0
S_{ld} – 2037,5
S_{w} – 2068,0
S_{la} – 2166,4
O_{ar} – 2274,9
Pt_3–Cm_1 – 2289,8
(2630,0)

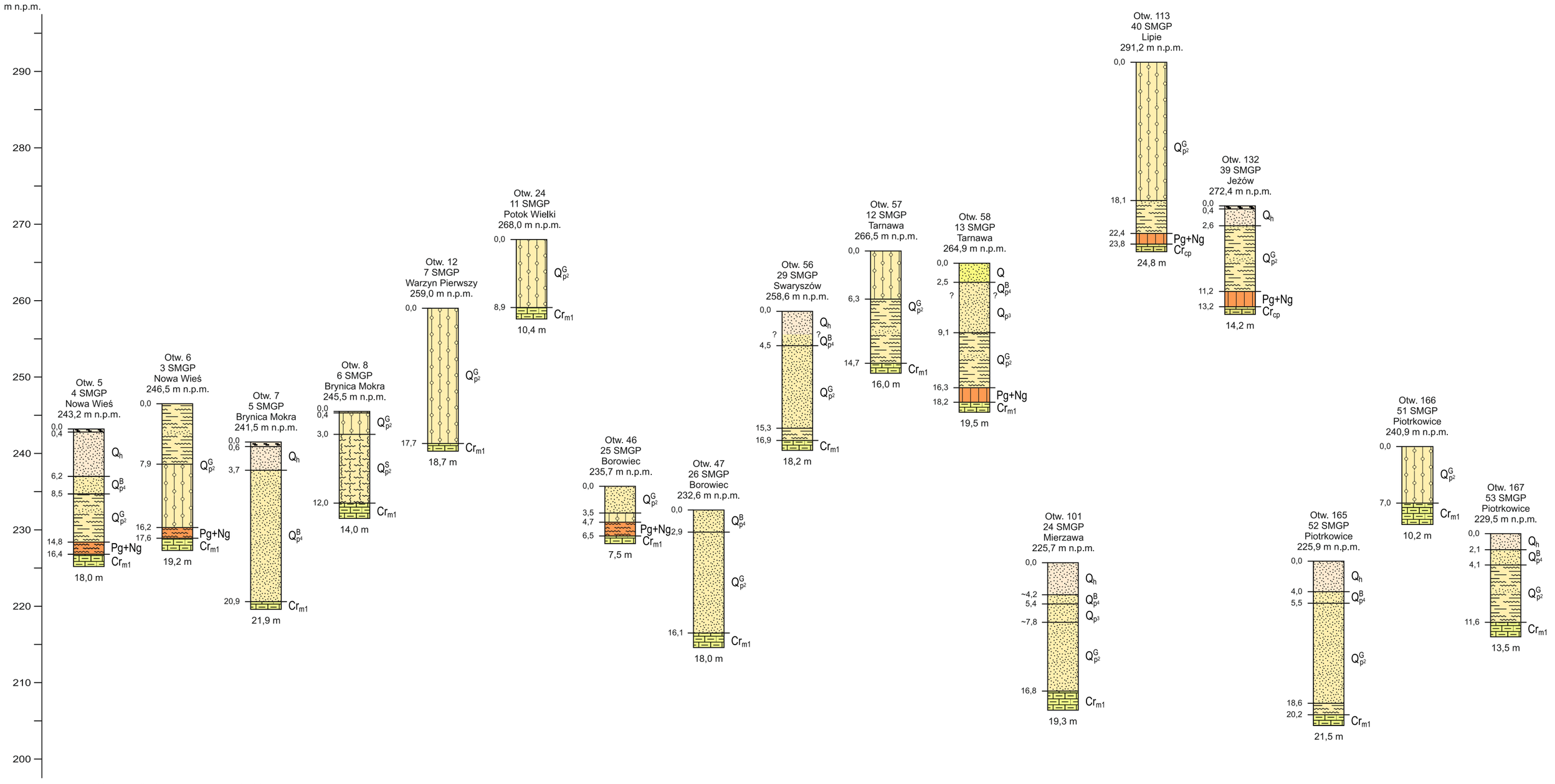
109
234,0
●
Cr_{m1} – 14,0
Cr_{cp} – 160,0
Cr_{st} – 496,0
Cr_{cn} – 603,5
Cr_{t} – 635,0
Cr_{c} – 680,0
J_{km} – 723,3
J_{o2+3} – 817,6
J_{cl3+o1} – 1400,0
$J_{bt3+cl1}$ – 1405,0
T_{k} – 1424,9
T_{w} – 1698,0
T_{p3} – 1755,0
D_{e} – 1790,6
D_{em} – 1860,1
Pt_3–Cm_1 – 2004,0
(2790,0)

145
264,3
●
Cr_{m1} – 0,0
Cr_{cp} – 105,0?
Cr_{st} – 365,0?
Cr_{cn} – 460,0?
Cr_{t} – 515,0?
Cr_{c} – 526,0
J_{km} – 542,5
J_{o2+3} – 665,0?
(806,7)

Uwaga: symbole stratygraficzne jak na mapie geologicznej

Opracowali: D. WIECZOREK, A. STOIŃSKI

ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)



Uwaga: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach

Q_h	holocen	$Q^G_{p_2}$	zlodowacenie Sanu 2
Q	czwartorzęd	$Q^S_{p_2}$	zlodowacenie Sanu 1
$Q^B_{p_4}$	zlodowacenie Wisły	Ng	neogen
$Q^O_{p_3}$	zlodowacenia środkowopolskie	Pg	paleogen
Cr_{m1}	mastrycht dolny		
Cr_{cp}	kampan		

holocen
czwartorzęd
plejstocen

paleogen + neogen
mastrycht dolny
kampan

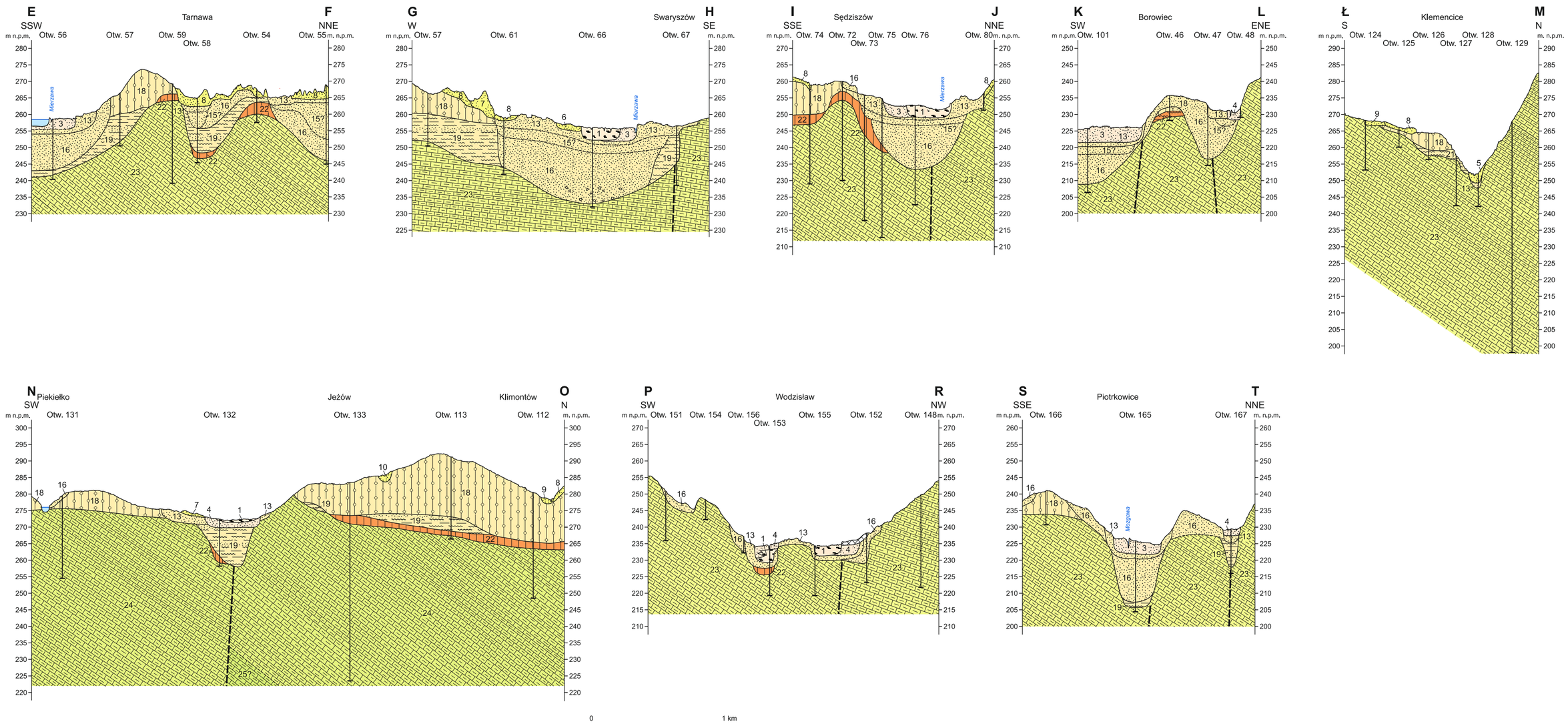
żwiry
piaski
mułki

mułki lessopodobne
iły
gliny

gliny zwałowe
margle
torfy

Opracowali: Dariusz WIECZOREK, Andrzej STOIŃSKI
na podstawie opracowania B. KWAPISZA (1978)

PRZEKROJE GEOLOGICZNE: E–F, G–H, I–J, K–L, Ł–M, N–O, P–R I S–T



Uwaga: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracowali: D. WIECZOREK, A. STOIŃSKI