



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Eugeniusz SZTROMWASSER i Honorata AWDANKIEWICZ

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz ŚCINAWA (688)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ścinawa
E. Michalskiej (1981)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowali: Eugeniusz SZTROMWASSER¹ i Honorata AWDANKIEWICZ¹ – 2019

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ścinawa
E. Michalskiej (1981)

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu Polski południowo-zachodniej: Bogusław PRZYBYLSKI

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

ISBN 978-83-67672-43-6

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	9
III. Budowa geologiczna	15
A. Stratygrafia	15
1. Kambr–dewon	15
2. Perm	16
a. Perm środkowy	16
Czerwony spągowiec	16
Czerwony spągowiec górny	16
b. Perm górny	17
Cechsztyń	17
3. Trias	23
a. Trias dolny	24
Pstry piaskowiec	24
Pstry piaskowiec dolny i środkowy	24
b. Trias dolny–środkowy	25
Pstry piaskowiec	25
Pstry piaskowiec górny (ret)	25
c. Trias środkowy	25
Wapień muszlowy	25
4. Paleogen	26
a. Oligocen	26
Oligocen dolny	27
Oligocen górny	27
5. Neogen	28
a. Miocen	29
Miocen dolny	29
Miocen dolny–środkowy	32
Miocen środkowy	34
Miocen środkowy–górny	36
Miocen górny	37

b. Mio-pliocen	38
c. Pliocen	39
6. Czwartorzęd	40
a. Plejstocen	40
Zlodowacenia południowopolskie	40
Zlodowacenie Nidy	40
Zlodowacenie Sanu 1	41
Interglacjał ferdynandowski	42
Zlodowacenie Sanu 2	43
Interglacjał wielki	45
Interglacjał mazowiecki	45
Zlodowacenia środkowopolskie	46
Zlodowacenie Odry	46
Zlodowacenie Warty	51
Interglacjał eemski	52
Zlodowacenia północnopolskie	53
Zlodowacenie Wisły	53
b. Czwartorzęd nierozdzielony	53
c. Holocen	55
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	58
C. Rozwój budowy geologicznej	61
IV. Podsumowanie	69
Literatura	70

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

I. WSTĘP

Aktualizację arkusza Ścinawa (688) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wykonano w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego Państwowego–Instytutu Badawczego we Wrocławiu w latach 2018–2019 r.

Pierwsza wersja mapy została wykonana w latach 1977–1979 w Kombinacie Geologicznym „Zachód” we Wrocławiu przez Eugenię Michalską (1980, 1981). W ramach realizacji mapy wykonano cztery otwory kartograficzne, w tym jeden przewiercający kompleks osadów kenozoiku do stropu utworów triasu oraz sondy mechaniczne i ręczne.

Aktualizację mapy wykonano na podstawie analizy materiałów archiwalnych, w tym opisów profili otworów wiertniczych ujętych w dokumentacjach geologicznych złóż kopalin, hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich oraz literatury dotyczącej budowy geologicznej analizowanego obszaru. W granicach obszaru arkusza Ścinawa na początku lat 60. XX wieku wykonano 109 otworów o głębokości 235,3–422,0 m, dokumentujące złoża węgla brunatnego Ścinawa i Legnica pole północne. Część otworów wiertniczych dotyczyło poszukiwań, dokumentowania i zagospodarowania złóż rud miedzi Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM), w tym m.in. złóż i obszarów Lubin, Małomice, Retków, Retków–Ścinawa, Gawrony–Ścinawa. Od końca lat 50. XX wieku do roku 2019 na tym obszarze wykonano 39 otworów dla rozpoznania złóż miedzi o głębokości 308,0–1301,0 m. Znaczną część stanowią otwory hydrogeologiczne, studzienne, o niewielkiej głębokości, od kilku do ponad 100 m, część z nich była wykonana w ramach dokumentowania złoża węgla brunatnego Ścinawa. Na potrzeby budownictwa wykonywane były otwory geologiczno-inżynierskie o głębokości od kilku do 15 m, w tym duża część dotyczyła infrastruktury miejskiej na terenie Ścinawy i Lubina oraz związanej z Kombinatem Górniczo-Hutniczym Miedzi (KGHM). Liczne otwory geologiczno-inżynierskie wykonano również w ramach realizacji atlasów geologiczno-inżynierskich dla Lubina i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. Niewielka część otworów dotyczyła poszukiwania i dokumentowania złóż piasków i żwirów oraz surowców ilastych ceramiki budowlanej.

Z przedstawionych na mapie dokumentacyjnej otworów, do zamieszczenia na mapie geologicznej, wybrano 174 z reprezentatywnymi profilami, charakteryzującymi budowę geologiczną obszaru. W opracowaniu z 1979 r. było ich 24.

W ramach aktualizacji mapy arkusza Ścinawa nie prowadzono robót geologicznych. Wykonane prace terenowe objęły objazd terenu wraz z opisem odsłoneń oraz obserwacje geomorfologiczne, hydrogeologiczne i geologiczne. Wykorzystane były także mapy glebowo-rolnicze i szczegółowe cyfrowe modele terenu (LiDAR), pozwalające na dokładniejsze określenie form rzeźby terenu i dopasowanie do nich granic występowania osadów powierzchniowych. Aktualizację mapy wykonali Eugeniusz Sztromwasser, Honorata Awdankiewicz i Paweł Karamański.

Obszar arkusza Ścinawa Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 jest położony w południowo-zachodniej Polsce i ma powierzchnię 322 km². Wyznaczoną go współrzędne geograficzne: 16°15'–16°30' długości geograficznej wschodniej i 51°20'–51°30' szerokości geograficznej północnej. Administracyjnie należy w całości do województwa dolnośląskiego i obejmuje miasto i gminę Ścinawa, wschodnią część miasta Lubin oraz część gmin Lubin i Rudna w powiecie lubińskim, część gmin Wińsko i Wołów w powiecie wołowskim oraz część gminy Jemielno w powiecie górowskim.

Pod względem gospodarczym na obszarze arkusza dominuje gospodarka rolna. Lasy zajmują około 14% powierzchni terenu. Większe kompleksy leśne znajdują się w obrębie Wzgórz Dalkowskich w północno-zachodnim rejonie obszaru oraz w południowo-wschodniej jego części, głównie po prawej stronie Odry. Na pozostałym obszarze występują niewielkie powierzchniowo lasy, zagajniki i zadrzewienia. Jedynym miastem, poza wschodnią częścią Lubina jest Ścinawa, licząca około 5700 mieszkańców, która jest lokalnym ośrodkiem handlowym, przemysłowym i usługowym. Do większych przedsiębiorstw należą Zakład Gospodarki Komunalnej, Stacja Przesypu Cementu Góraździe Cement SA, Port Ścinawa, Incana SA. Duży wpływ na gospodarkę tego rejonu mają zakłady KGHM Polska Miedź SA, zlokalizowane w pobliskim Lubinie, Rudnej i Polkowicach. Negatywne oddziaływanie na środowisko ma wytwarzanie odpadów w zakładach przetwórczych (przy flotacji) i sąsiedztwo zbiornika osadowego „Żelazny Most” tuż przy północno-zachodniej granicy arkusza.

Sieć komunikacyjna jest dobrze rozwinięta. Przez obszar arkusza biegną linie kolejowe Wrocław–Ścinawa–Zielona Góra i Legnica–Lubin–Głogów. W południowo-zachodniej części przebiega droga krajowa 36, Prochowice–Lubin i dalej na wschód przez środek terenu arkusza do Ścinawy i Rawicza. We wschodniej części biegnie droga wojewódzka 292, Prochowice–Ścinawa i dalej na północ do Chobieni i Głogowa.

Najstarsze prace geologiczne o charakterze opracowań regionalnych, obejmujące obszar arkusza Ścinawa lub jego sąsiedztwo, pochodzą z początków XX wieku. Prace dotyczyły utworów kenozoiku (Frech, 1901, 1915; Tietze, 1910, 1914, 1918; Keilhack, 1919; Knothe, 1925; Woldstedt, 1926, 1932, 1935; Behr, 1929; Czajka, 1931; Berger, 1932, 1937; Berg, 1936; Schwarzbach, 1942), permu Dolnego Śląska (Eisentraut, 1939) oraz węgla brunatnego (Illner, 1934).

Zapotrzebowanie na surowce energetyczne i metaliczne w okresie po II wojnie światowej spowodowało wzrost prac poszukiwawczych na omawianym terenie. Poznanie budowy geologicznej, petrografii i stratygrafii utworów starszych od kenozoiku na monoklinie przedsudeckiej umożliwiły rozpoczęcie w drugiej połowie XX wieku prac poszukiwawczych za złożami rud miedzi (Wyżykowski, 1958, 1961, 1964a, b, 1971a, b) i węgla brunatnego (Ciuk, 1961b, 1962). Analiza profili otworów wiertniczych pozwoliła na sformułowanie nowych poglądów o budowie geologicznej tego rejonu.

Budową geologiczną, tektoniką i stratygrafią utworów podkenozoicznych, leżących w zasięgu bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej w ujęciu regionalnym zajmowali się: Kłapciński (1959, 1971), Oberc (1962, 1972), Oberc i Tomaszewski (1963), Tomaszewski (1963), Sokołowski (1966, 1967), Różycki (1968), Oberc i Dyjor (1969), Grocholski (1975), Peryt (1976, 1978, 1981), Oszczepalski (1988, 1996, 2007), Wagner (1994), Marek i Pajchłowa (1997), Kłapciński i Peryt (2007).

O budowie geologicznej utworów podpermских monokliny przedsudeckiej pisali w swych pracach: Górecka i inni (1977), Wierzchowska-Kicułowa (1984, 1987, 1996).

Zagadnienia obejmujące budowę geologiczną, litologię, stratygrafię oraz podział czerwonego spągowca i cechsztynu monokliny przedsudeckiej ujęli w swych pracach: Richter-Bernburg (1955a, b), Krason (1962, 1964), Tomaszewski (1962, 1966), Tokarski (1963), Kłapciński (1964, 1967, 1971), Krason i Grodzicki (1964), Podemski (1965), Błaszczuk i Prymka (1973), Jerzykiewicz i inni (1976), Nemeč i Porębski (1977), Pokorski (1978), Karnkowski i inni (1978), Błaszczuk (1982), Peryt (1984, 1989), Tomaszewski i Cygan (1986), Cygan (1987), Oszczepalski (1988, 1996, 2007), Kaczmarek i inni (2007), Markiewicz i Becker (2009).

O permских złożach rud miedzi monokliny przedsudeckiej pisali: Jarosz (1968), Salski (1968), Nieć i Żaczek (1977), Romanowska i Salski (1977), Błaszczuk (1981), Oszczepalski i Rydzewski (1983, 1991), Tomaszewski (1985), Konstancynowicz-Zielińska (1990), Namysłowska-Wilczyńska (2000), Konopacka i Zagożdżon (2014), Teisseyre i Szwed-Lorenz (2015), Radliński i Sawłowicz (2017), Sokalska (2018). Metale towarzyszące złożom rud miedzi opisali: Kucha (1974, 1976), Banaś i Kijewski (1987), Banaś i inni (1996), Pieczonka i inni (1996, 2007), Pieczonka i Piestrzyński (2001).

Utwory triasu opisywali: Kłapciński (1959), Gajewska (1964, 1971), Heflik i inni (1980).

Budowę geologiczną, tektonikę i stratygrafię w rejonie LGOM-u przedstawili w swych pracach: Tomaszewski (1962, 1963, 1978a, b), Buksiński (1963), Preidl (1967), Salski (1975, 1978, 1996), Szybist (1976).

Sedymentację utworów paleogenu i neogenu, ich paleografię oraz stratygrafię opisali: Dyjor (1966b, 1968, 1970, 1974, 1975, 1978, 1986, 1992, 1993a), Ciuk (1967), Gospodarczyk (1970), Ziemińska-Tworzydło (1974), Dyjor i Wróbel (1978), Frankiewicz (1982b), Wagner (1982), Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995), Wacnik i Worobiec (2001), Badura i Przybylski (2004c), Piwocki i inni (2004). Schematy litostratygraficzne dla tego okresu przedstawili: Ciuk (1970, 1974), Dyjor i Sadowska (1986), Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995), Piwocki (2004).

Wyniki badań utworów neogenu i paleogenu publikowali: Raniecka-Bobrowska (1962, 1970), Ziemińska (1963, 1964), Smólska (1964), Ziemińska i Niklewski (1966), Łuczowska i Dyjor (1971), Domagała i Stuchlik (1975), Sadowska (1975, 1977), Sadowska i Kuszal (1979), Gedl i Worobiec (2005), Worobiec (2009).

Zagadnienia dotyczące złóż węgla brunatnego przedstawili w pracach: Piwocki (1975, 1996, 1998), Dyjor i Sadowska (1977), Jaroń i inni (1978), Frankiewicz (1982a), Derkacz i Sztromwasser (1984), Dyjor (1994), Kasiński i inni (2000, 2006), Kudelko i Nowak (2007, 2009), Sztromwasser i Stachowiak (2007).

Osadami i formami czwartorzędowymi, w tym zasięgiem lądolodów plejstocęńskich zajmowali się: Gołąb (1951), Różycki (1957), Rotnicki (1960, 1967), Szponar (1969), Szczepankiewicz (1969, 1972), Dyjor (1984, 1991, 1993b), Dyjor i Kuszal (1975), Krzyszkowski i inni (1997), Badura i Przybylski (1998, 2002, 2004b, 2006), Dyjor i Sztromwasser (1999), Badura i inni (2004). O stratygrafii i petrografii osadów najmłodszych pisali: Dumanowski i inni (1962), Czerwonka i Krzyszkowski (1992, 2001), Czerwonka i inni (1997), Czerwonka (2004). Kuszal (1977) dokonała palinologicznej charakterystyki osadów czwartorzędowych występujących w dolinach rozcinających wysoczyznę plejstocęńską w okolicy Wołowa, oznaczając je jako interglacjał eemski.

Problemy glacictektoniki opisali: Ciuk (1955), Połtowicz (1961), Krygowski (1962), Łyczewska (1964), Wroński (1967), Bartkowski (1968), Morawski (1976), Markiewicz (1993, 1999), Badura i inni (2004), Markiewicz i Winnicki (2007).

Lessy na Dolnym Śląsku badali: Raczkowski (1976), Jary i Kida (1996, 2000), Jary i inni (2004), Badura (2008), Badura i inni (2013).

O systemie dolin kopalnych w południowo-zachodniej Polsce pisali: Dyjor (1966a, 1987a, b) oraz Kryza i Poprawski (1987), a o ewolucji sieci rzecznej – Czyżewski (1948), Szczepankiewicz (1966, 1968), Wroński (1974), Badura i Przybylski (2000, 2004a) i Badura (2015).

Pierwszymi opracowaniami kartograficzno-geologicznymi omawianego obszaru po roku 1945 były arkusze Wrocław (Klimaszewski, Krygowski, 1950) i Zgorzelec (Ciuk, Krygowski, 1952) Przeładowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000. W latach 1961–1962 Berezowska skartowała fragment arkusza Ścinawa w okolicach wsi Małomice. W 1963 r. Berezowski wykonał zdjęcie geologiczne w skali 1:50 000 obejmujące miejscowości: Stara Rudna, Toszowice, Zalesie, Składowice, Księginice, Niemstów, Czarniec, Siedlce, Kłopotów. Omawiany arkusz ma również opracowania kartograficzne wykonane w ramach Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Kucharewicz, 1975; Bartczak, 2011). Ponadto dla arkusza Ścinawa wykonano Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000 (Krawczyk, 1997) i Mapę Geośrodowiskową Polski 1:50 000 (Kochanowska i in., 2004; Seifert, 2015). Obszar arkusza obejmuje również Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego 1:200 000 (Cymerman, 2004).

W granicach arkusza Ścinawa są udokumentowane części dwóch złóż węgla brunatnego – Ścinawa (Ciuk i in., 1961a; Stachowiak, 2010) i Legnica pole północne (Różycki i in., 1968; Różycki i Żygar, 1968; Woszczatyńska, 1980; Sztromwasser, 2010), część złóż rud miedzi – Gawrony–Ścinawa (Falecki i Drozdowski, 1982), Małomice (Kisielewski i in., 1984), Kopalnia Lubin (Mirocka i in., 1984), Lubin–Małomice (Preidl, 1994; Kwaśny, Kalisz, 2011), Retków–Ścinawa (Neumann, 1995), Retków (Sztromwasser, 2008), złoża rud miedziowo-srebrowych Głogów Głęboki (Przeniosło, 1998) oraz niewielkie złoża kruszywa naturalnego – Dłużyce (Łukasiewicz, 2007a), Dziewin (Łukasiewicz, 2007b), Składowice III (Maćków, 1998; Łukasiewicz, 2007c) i Składowice IV (Łukasiewicz, 2016). Południowo-zachodnią część obszaru arkusza obejmują atlasy geologiczno-inżynierskie wschodniej części LGOM-u (Trepka, Bargiel, 1990; Brzezicka, Świętnicka-Goldstejn, 1994). Na obszarze arkusza prowadzono również prace geofizyczne (Jagodziński, Sałonowicz, 1970; Jagodzińska i in., 1971) w tym geoelektryczne w ramach realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Gruszka, 1978).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizycznogeograficznym obszar objęty arkuszem Ścinawa (688) leży w dwóch podprowincjach: Niziny Środkowopolskie i Niziny Sasko-Łużyckie (Kondracki, 1998). Podprowincja Niziny Środkowopolskie obejmuje makroregion Wał Trzebnicki, określane również jako Wał Śląski (Badura, Przybylski, 1998, 2002) do którego należą mezoregiony: Wzgórza Dalkowskie w części północno-zachodniej i Obniżenie Ścinawskie w części środkowej i wschodniej obszaru. Obniżenie Ścinawskie stanowi rozległą kotlinę z doliną Odry między Wzgórzami Dalkowskimi

a Wzgórzami Trzebnickimi (tuż za wschodnią granicą terenu). W granicach arkusza Ścinawa rozciąga się na wschód od linii: Olszany na północy, Tymowa, Dąbrowa Dolna w części środkowej po Wielowieś na południu. W jego obrębie rozwinęły się powierzchnie tarasów zalewowych i nadzalewowych Odry, a ich morfologicznym przedłużeniem są płyty wysoczyznowe moreny dennej (Michalska, 1981). Do podprowincji Niziny Sasko-Łużyckiej, w makroregionie Nizina Śląsko-Łużycka, należy mezoregion Wysoczyzna Lubińska, rozcięta doliną Zimnicy, zajmująca południowo-zachodnią część obszaru arkusza, między Składowicami, Dąbrową Dolną i Wielowsią.

Zróżnicowania wysokościowe w obrębie arkusza dochodzą do 105,0 m. Najwyższe wzniesienia znajdują się w obrębie Wzgórz Dalkowskich i osiągają 188,6 m n.p.m. w Mleczynie, 190,1 m n.p.m. na południowy zachód od Toszowic i 192,8 m n.p.m. na zachód od Zalesia. Najniżej jest położona dolina Odry w swym dolnym biegu – 87,0 m n.p.m. Lokalne wysokości wzniesień lub krawędzi dochodzą do 10,0–20,0 m.

Obszar arkusza Ścinawa odznacza się licznie występującymi głazami narzutowymi, które są pozostałością pobytu na tym terenie lądolodów zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich. Spotykane są one na zachód od doliny Odry, zarówno w obrębie Wzgórz Dalkowskich jak i na pozostałym obszarze wysoczyzny lodowcowej. Dominują skały granitoidowe, granity i gnejsy, kwarcyty. Ich wielkość jest zróżnicowana, od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 2,0 m długości dłuższej osi. Najwięcej głazów o osi dłuższej ponad 1,5 m opisano w północno-zachodniej części obszaru arkusza, między Starą Rudną, Olszanami i Składowicami oraz na południe od linii Kłopotów–Ręszów–Dłużyce. Głazy o osi dłuższej 2,0–2,4 m, zlokalizowano w Dzieszawiu i Parszowicach (2,4 m), Toszowicach i Wielowsi (2,3 m), Gawłowicach, Kłopotowie, Radlicach (2,2 m), Starej Rudnej, Wielowsi, Sitnie i Dłużycach (2,0 m). Pojedyncze głazy opisano również w dolinie Zimnicy i w dolinie Odry.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska występuje w południowej i północnej części obszaru arkusza (tabl. I). Jest to obszar równinny o wysokościach względnych nie przekraczających 2,0 m, przy spadkach poniżej 2°, rozcięty dolinkami denudacyjno-erozyjnymi, a od strony doliny Odry i Zimnicy przez erozję i opada ku rzece krawędziami erozyjnymi. Wysoczyzna morenowa płaska jest pozostałością moreny dennej zniszczonej w czasie trwania deglacjacji arealnej i denudacji. Wysoczyznę morenową falistą wydzielono w północno-zachodniej części obszaru arkusza w obrębie Wzgórz Dalkowskich i na ich przedpolu. Deniwelacje dochodzą tu do 5,0 m, a nachylenie stoków jest większe niż 2°. Jest to obszar o zachowanej w dużym stopniu pierwotnej rzeźbie terenu.

Ciągi wzniesień w północno-zachodniej części obszaru arkusza, po południowej stronie Wzgórz Dalkowskich zinterpretowano jako moreny czołowe. Wzgórz morenowe związane z recesją lądolodu zlodowacenia Odry, będące pozostałością po lobach lodowcowych, uznano za moreny czołowe przeważnie akumulacyjne. Fragmentami układają się one w wyraźne łuki skierowane na południe i południowy wschód. Stanowią formy stożkowe, obłe i wydłużone, o nachyleniach stoków powyżej 8°. Wysokości względne moren przekraczają 10,0, a nawet 20,0 m. Wzgórz pocięte są licznymi dolinkami denudacyjnymi i rozcięciami erozyjnymi. Wysokości bezwzględne wynoszą 140,0–190,0 m n.p.m.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności występują w formie płatów różnej wielkości, na glinach zwałowych wysoczyzny morenowej w południowej, środkowej i północnej części obszaru arkusza. Obejmują one również znaczne powierzchnie w rejonie Wzgórz Dalkowskich, stanowiąc obszary bardziej zwarte, pomiędzy morenami czołowymi, kemami i glinami zwałowymi moreny falistej. Powierzchnie wodnolodowcowe w tej części wykazują nachylenie w kierunku południowym i południowo-wschodnim, do doliny Zimnicy i doliny Odry. Powstanie powierzchni sandrowych i wodnolodowcowych było związane z fazą anaglacjalną zlodowacenia Odry lub z lokalnymi odpływami w czasie deglacjacji lądolodu.

Równiny zastoiskowe występują głównie na kontakcie Obniżenia Ścinawskiego ze Wzgórzami Dalkowskimi, w dolinie Starej Młynówki i w lokalnych obniżeniach. Znajdują się one na wysokości około 100–110 m n.p.m. między Tymową, Dąbrową i Ręszowem.

Kemy występują głównie w północnej i środkowej części obszaru arkusza. Są związane z krawędzią morfologiczną na granicy Wzgórz Dalkowskich z Obniżeniem Ścinawskim oraz z Wysoczyzną Lubińską. Tworzą skupiska lub są odosobnionymi wzgórzami, połogimi wzniesieniami lub wydłużonymi wałami na wysokości od 100,0 m n.p.m. w rejonie Chełmka Wołowskiego do 150,0 m n.p.m. na południe od Toszowic i na północny wschód od Ustronia. Ich wysokości względne dochodzą do 10,0 m.

Tarasы pradolinne z osadami rzeczno-wodnolodowcowymi wydzielono poniżej stoków wysoczyzny, na obrzeżu Obniżenia Ścinawskiego oraz wzdłuż doliny Odry i Zimnicy ze Starą Młynówką. Występują one na wysokości od 110,0 m n.p.m. na południu w okolicy Zwierzyńca i Niemstowa do 96,0 m n.p.m. w okolicy Dębca i 100,0 m n.p.m. na północy, w okolicy Buszkowic. Tarasы te mają podobne nachylenie jak tarasы rzeczne.

Doliny wód roztopowych zaznaczono w zachodniej części terenu w pobliżu Siedlec, Ustronia, Mleczna i Starej Rudnej, wzdłuż dopływów Zimnicy i Rudnej.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie są związane z obniżeniami w obrębie wzniesień i dolinami wód roztopowych i tworzą powierzchnie o stosunkowo płaskim dnie i łagodnych stokach. Występują w rejonie Wzgórz Dalkowskich i na ich przedpolu. Największe formy spotyka się w okolicy Księginic i Dąbrowy Górnej.

Formy eoliczne. Wydmyny występują w dolinie Odry na tarasach akumulacyjnych i osiągają wysokości względne od 2,0 do 10,0 m. Najwyższe wydmy znajdują się w rejonie Tarchalic. Równiny piasków przewianych stwierdzono w dolinie Zimnicy koło Dobromila oraz na północny wschód od Ustronia na przedpolu Wzgórz Dalkowskich. Równiny piasków przewianych łączą się z formami wydmowymi. Pokrywy lessowe i pyłowe występują pojedynczymi płatami w okolicy Księginic i Dzieśławia i są związane z procesami peryglacjalnymi.

Formy rzeczne. Koryto Odry oraz dna dolin innych rzek i większych cieków wodnych, stanowiące miejscami najniższy holoceni taras zalewowy, wydzielono jako dna dolin rzecznych. Wzdłuż Zimnicy, Starej Młynówki i Przychówka są rozwinięte doliny płaskodenne, a w obrębie wysoczyzny falistej i płaskiej występują doliny nieckowate, często podmokłe i częściowo zabagnione. Szerokość dna w dolinie Zimnicy i Starej Młynówki osiąga lokalnie ponad 0,5 km. Wzdłuż koryta Odry rozwinięte są tarasy zalewowe niższe o wysokości względnej do 2,0 m n.p. rzeki i tarasy zalewowe wyższe o wysokości względnej do 3,0 m n.p. rzeki. Nachylenie powierzchni tarasów jest zgodne ze spadkiem Odry. Wysokość tarasów wynosi od 95,0 m n.p.m. w południowej części obszaru arkusza do 88,0 m n.p.m. w północnej jego części. W dolinie Odry rozciągają się one najczęściej od wału przeciwpowodziowego, który usypano na ich krawędzi do tarasów nadzalewowych, a ich powierzchnia przechodzi często w powierzchnię tarasów nadzalewowych bez wyraźnej krawędzi morfologicznej (Michalska, 1981). Tarasy zalewowe wyższe wydzielono również w dolinie Zimnicy na wysokości od 100,0 m n.p.m. do około 92,0 m n.p.m. przy ujściu do Odry w Ścinawie.

Taras nadzalewowe, akumulacyjne występują fragmentarycznie w dolinie Odry na wysokości do 101,0 m n.p.m. w części południowej i 103,0 m n.p.m. w dolinie Zimnicy. Na północ od Ścinawy wysokość tarasów wynosi 95,0 m n.p.m.

Powierzchnia tarasów, głównie zalewowych jest porożcinana licznymi starorzeczami, które są pozostałością meandrującej Odry. Należą one do form martwych jako starorzecza suche i częściowo wypełnionych wodą – starorzecza świeże (zawodnione). Niektóre z nich wykorzystane są przez dopływy Odry, np. przez Jezierzycę.

Krawędzie i stoki są związane z erozyjną działalnością wód rzecznych. Najbardziej widoczne są one w obrębie doliny Odry. Krawędzie oddzielają poszczególne tarasy i wysoczyznę.

Wysokości podcięć tworzących krawędzie i stoki pomiędzy tarasami zalewowymi wynoszą około 1–2 m, natomiast krawędź wysoczyzny dochodzi do około 10–12 m wysokości względnej.

Dolinki, młode rozcięcia erozyjne najlepiej są rozwinięte w obrębie Wzgórz Dalkowskich, gdzie stanowią formy stosunkowo krótkie, o stromych zboczach ze stromymi krawędziami.

Formy denudacyjne. Równiny denudacyjne stanowią fragmenty wysoczyzny niszczonej przez procesy denudacyjne, m.in. w okolicy Wądroża, Składowic, Niemstowa i Turowa. Spod zdartych osadów powierzchniowych, odsłaniają się wychodnie starszych utworów geologicznych.

Pagórki morenowe przekształcone wyznaczono w środkowej, południowej i północno-zachodniej części obszaru. Stanowią one częściowo zerodowane, pojedyncze wzniesienia pośród osadów morenowych i wodnolodowcowych.

Ostańce powstały w wyniku działalności wód roztopowych, erozyjnej działalności Odry i późniejszych procesów denudacyjnych. Wśród osadów młodszych, zachowały się powierzchnie utworów starszych. Ostańce są zbudowane głównie z glin zwałowych i ilów neogenu. Wydzielono je w okolicy Ścinawy, Buszkowic i Wądroża.

Dolinki denudacyjne występują na krawędziach wysoczyzny lub w górnych odcinkach większych dolin. Poza wysoczyzną dolinki te wcinają się w najstarszy taras plejstoceński. Ich kształt jest zmienny od V-kształtnych do rozszerzonych, o spłaszczonym dnie. Genetycznie są one związane z przepływem wód i świadczą o ich okresowym istnieniu.

Na obszarze arkusza Ścinawa opisano jedno osuwisko, w północno-zachodniej jego części, na zachód od Starej Rudnej, a bezpośrednią przyczyną ruchu osuwiskowego było podcięcie zbocza przez wkop kolejowy (Michalska, 1981).

Stożki napływowe są wynikiem procesów denudacyjnych jakie modelowały krawędzie wysoczyzny plejstoceńskiej. Występują one w południowej części obszaru arkusza na krawędzi pomiędzy wysoczyzną a doliną Odry i Zimnicy.

Długie stoki zaznaczają się w rejonie Księginic, Czerńca, Niemstowa, Parszowic, Zaborowa i Wielowci. Oddzielają one wysoczyznę plejstoceńską od niżej położonych dolin rzecznych.

Drobne zagłębienia o różnej genezie stanowią formy związane z procesami wytapiania, osiadania i częściowej erozji o głębokości dochodzącej do 4,0 m. Wydzielono je na powierzchni wysoczyzny lodowcowej.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe wyznaczono w dolinie Odry, gdzie stanowią wypełnienie zamkniętych starorzeczy oraz w dolinie Starej i Nowej Młynówki.

Formy antropogeniczne. Wały przeciwpowodziowe są zbudowane na całej długości prawobrzeżnej części doliny Odry i fragmentarycznie po lewej jej stronie. Ciągają się również wzdłuż Jezierzycy na całej długości. Wały przeciwpowodziowe stanowią wyraźnie zaznaczający się element morfologiczny w terenie. Ślady nasypów, prawdopodobnie pod kolej wąskotorową, są na wschód od Starej Rudnej. Wcięcia drogi kolejowej Wołów–Rudna zaznaczają się m.in. w Ścinawie i Starej Rudnej. Ślady po piaskowniach lub żwirowniach i gliniankach występują na obszarze arkusza po zachodniej stronie Odry. Aktualnie nie ma na tym obszarze czynnej piaskowni czy żwirowni.

Wyrobiska znacznych rozmiarów po nieczynnych kopalniach kruszywa naturalnego są jedynie w Składowicach. Teren po eksploatacji kruszywa w Chełmku Wołowskim jest zrehabilitowany. W wielu miejscach ślady po eksploatacji kruszywa (Stara Rudna, Mleczo, Wądroże, Przychowa, Dąbrowa Dolna, Ścinawa, Dłużyce, Zaborów, Wielowieś) czy surowców ilastych (Ręszów) są zarosnięte, rzadko rekultywowane, często wykorzystywane jako wysypiska odpadów (Księginice, Dąbrowa Dolna, Radlice, Zaborów). Jedno z miejsc, gdzie prawdopodobnie wydobywa się w niewielkich ilościach piasek na potrzeby prywatne znajduje się obok oczyszczalni ścieków, na północ od Ścinawy, na tarasie nadzalewowym Odry. W kilku miejscach stwierdzono niewielkie świeże nasypy z gruzu, materiałów budowlanych i drogowych, m.in. w Parszowicach i Ścinawie.

Na terenie arkusza Ścinawa zaobserwowano znaczną ilość „dzikich” wysypisk odpadów budowlanych, z gospodarstw domowych i zakładów-warsztatów, głównie samochodowych, zarówno w lasach jak i przy drogach polnych na otwartej przestrzeni. Zasypywane odpadami są zarówno stare wyrobiska jak również tereny podmokłe i oczka wodne (Kłopotów, Kolonia Tymowa).

Obszar arkusza Ścinawa jest położony w zlewni środkowej Odry, która płynie tu z południa na północ, a jej długość w granicach arkusza wynosi około 19 km. Poziom rzeki na wysokości Grzybowa osiąga wysokość 93,9 m n.p.m., natomiast w Buszkowicach – 87,0 m n.p.m. Odra ma charakter rzeki nizinnej. Obszar na zachód od Odry jest odwadniany głównie przez Zimnicę i Przychówek (Przychowska Struga). Zimnica, płynąca z zachodu na wschód w swym górnym i środkowym biegu, a na północ – w dolnym, uchodzi do Odry poniżej Ścinawy. Jej koryto, wcięte 1,0–2,0 m nad średni stan wody w rzece, o licznych zakolach, jest uregulowane prawie na całej długości, a na terenie Ścinawy – skanalizowane. Dorzecze Zimnicy jest asymetryczne. Większość jej dopływów, to ciekły spływające ze stoków Wzgórz Dalkowskich. Prawobrzeżny dopływ Zimnicy – Stara Młynówka, płynie z południowego zachodu na północny wschód, a na odcinku od Niemstowa do Sitna, równoległe do niej. Przez Księginice i Siedlce przepływa lewobrzeżny dopływ Zimnicy – Księgińska Struga (Ręszówka). Część północna obszaru arkusza jest odwadniana przez Przychówek z dopływami – m.in. Dębniakiem, Szerokim Rowem i Kijanką. Prawobrzeżnym dopływem Odry jest Jezierzycyca.

Koryto tej rzeki w obrębie obszaru arkusza jest uregulowane na całej długości i zabezpieczone wałami przeciwpowodziowymi. W okolicy Budkowa rzeka wykorzystuje starorzecze Odry. Północno-zachodnia część opisywanego obszaru jest odwadniana przez dorzecze Rudnej.

Obszar arkusza Ścinawa jest ubogi w typowe źródła. Jedynie w Parszowicach i w okolicy Dzieśławia natrafiono na niewielkie źródła, natomiast w większej ilości stwierdzono wysięki i wycieki, a w dolinach Odry i wymienionych dopływów – szereg podmokłości (Michalska, 1981). Brak tu większych naturalnych zbiorników wodnych. Jedynymi z nich są starorzecza Odry, m.in. w Tarchalicach, Boraszynie, Małowicach, Przyborowie, Przychowej i Budkowie. Sztuczne zbiorniki wodne znajdują się w Ręszowie, na południe od Turowa – w wyrobiskach poeksploatacyjnych, w Chełmku Wołowskim, a większe stawy są w Mlecznie i Starej Rudnej – na dopływie Rudnej, w Dąbrowie Górnej i Składowicach – na Dębniaku, w Ustroniu – na dopływie Dębniaka, w okolicy Czerńca – na Zimnicy i w Zwierzyńcu – w dolinie Nowej Młynówki.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Obszar arkusza Ścinawa (688) jest położony w granicach dwóch jednostek tektonicznych, bloku przedsudeckiego, w południowo-zachodniej i południowej części oraz monokliny przedsudeckiej na pozostałym jego obszarze (Żelaźniewicz i in., 2011). Jednostki te oddzielone są od siebie strefą dyslokacyjną uskoku środkowej Odry o kierunku NW–SE, która przebiega od Zwierzyńca przy zachodniej granicy obszaru arkusza, po Redlice i Grzybowo w jego południowej części.

Na obszarze obejmującym arkusz Ścinawa wyróżnia się trzy kompleksy litostratygraficzne: najstarszy, obejmujący skały starszego paleozoiku do karbonu włącznie – stanowiący krystaliczny fundament obszaru bloku przedsudeckiego, młodszy – tworzący monoklinę przedsudecką, zbudowany ze skał permu i triasu oraz najmłodszy, kenozoiczny z osadami paleogenu, neogenu i czwartorzędu, który stanowi pokrywę monokliny przedsudeckiej i bloku przedsudeckiego. Poszczególne kompleksy litostratygraficzne leżą na sobie dyskordantnie i przedzielone są lukami stratygraficznymi (Tomaszewski, 1962).

1. Kambr–dewon

Podłoże staropaleozoiczne zostało rozpoznane na podstawie otworów wiertniczych i badań magnetycznych. Kompleks skał metamorficznych starszego paleozoiku nie został przewiercony. W granicach obszaru arkusza nawiercono go w trzech otworach w jego południowo-zachodniej

części pod utworami paleogenu. Występuje na głębokości od 295,5 (otw. 148) do 303,5 m (otw. 145) na rzędnej stropu od 168,7 (otw. 150) do 192,0 m p.p.m. (otw. 145). Miąższość maksymalna nawierconych skał wynosi 14,7 m (otw. 148). W profilach otworów wiertniczych skały te opisane zostały jako metamorficzne łupki, łupki zieleńcowe i łupki fyllitowe. Łupki stanowią skały o bardzo drobnokrystalicznej strukturze i łupkowej teksturze. Skały te są często w znacznym stopniu zwietrzałe, w postaci ilastej zwietrzliny. Ich barwa jest zmienna w zależności od składu mineralnego i domieszek barwiących. Są one zielone, ciemnozielone i ciemnoszare, z plamami wiśniowymi. Miejscami w łupkach spotyka się żyłki kwarcu lub skaleni. Łupki fyllitowe składają się głównie z kwarcu, serycytu i muskowitu, a na płaszczyznach foliacji łupków są widoczne łuski serycytu (Majerowicz, 1963). Wiek przedstawionych skał został określony ogólnie jako starszy paleozoik (kambr–dewon, ordowik–sylur).

2. Perm

Osady permu na obszarze arkusza Ścinawa nawiercono w obrębie monokliny przedsudeckiej w 37 otworach, ale w żadnym nie zostały przewiercone w całości. Leżą one niezgodnie na podścielających je skałach metamorficznych (Oberc, 1972). Podobnie jak na całym obszarze niżowym, perm ma tu charakter dwudzielny. Dzieli się na czerwony spągowiec, obejmujący perm dolny i środkowy o sedymentacji typowo kontynentalnej oraz cechsztyń, obejmujący perm górny z sedymentacją morską i z osadami siarczanowymi. Maksymalną miąższość osadów permu, 340,5 m, nawiercono w Zaborowie (otw. 168). Rzędna powierzchni ich stropu waha się od 939,7 (otw. 4) do 190,7 m p.p.m. (otw. 142).

a. Perm środkowy

Czerwony spągowiec

Czerwony spągowiec górny

P i a s k o w c e. Osady czerwonego spągowca górnego, szeroko rozpowszechnione na obszarze arkusza Ścinawa są przykryte osadami cechsztyń oraz triasu górnego i występują na wysokości od 175,7 (otw. 161) w Kłopotowie do 1183,0 m p.p.m. (otw. 4) w Kliszowie. Piaskowce czerwonego spągowca nawiercono na głębokości od 296,5 (otw. 161) w części południowej do 1289,1 m (otw. 4) w części północnej. Ku północy i północnemu wschodowi osady czerwonego spągowca górnego zanurzają się pod utwory młodsze – cechsztyń i triasu. Główną część tych osadów w granicach arkusza Ścinawa stanowi seria piaskowców kwarcowych, drobnoziarnistych, o zabarwieniu czerwonym, czerwono-brunatnym, brązowym, różowym i ceglastym, o spoiwie ilastym, niekiedy ilasto-

-węglanowym i ilasto-żelazistym, często z nieregularnymi warstewkami ilastymi szarymi lub szaroczerwonymi. Piaskowce są porowate, słabo związane, o strukturze psamitowej, miejscami opisano spękania pod kątem 45°. Dominującym składnikiem piaskowców jest kwarc, a domieszkę stanowią białe skalenie. Osady czerwonego spągowca górnego związane były ze środowiskiem brakicznym lub limnicznym i akumulowane były w wodach półsłonych (Kłapciński, 1971). Maksymalną miąższość (153,4 m) tych utworów nawiercono w Zaborowie (otw. 168).

Z uwagi na brak w opisach profili otworów wiertniczych z obszaru arkusza Ścinawa skał eruptywnych lub tufów, występujących w stropie osadów czerwonego spągowca dolnego, kompleks piaskowców czerwono-brunatnych opisanych wyżej zaliczono do czerwonego spągowca górnego (Kłapciński, 1971). Za przynależnością utworów czerwonego spągowca do młodszego ogniwa tej formacji świadczy przejście do cechsztynu, tzw. biały spągowiec (Tomaszewski, 1978a, b).

b. Perm górny

Cechsztyń

Między osadami czerwonego spągowca i cechsztynu nie ma luki stratygraficznej, istnieje ciągłość sedymentacyjna. Utwory cechsztynu monokliny przedsudeckiej powstały w płytkim morzu epikontynentalnym. Dominują tu skały siarczanowe i węglanowe. Opis osadów cechsztynu opiera się na podziale na cyklotemy według Richtera-Bernburga (1955a, b), powszechnie używanego dla osadów wykształconych w facji salinarno-siarczkowej. Na monoklinie przedsudeckiej wyróżnia się cztery cykle sedymentacyjne – cyklotemy, z powtarzającą się sekwencją osadów. Pełny cykl obejmuje pięć ogniw, począwszy od osadów klastycznych, a kończąc na ewaporytach (Bukusiński, Tomaszewski, 1968). Na obszarze arkusza Ścinawa są one niekompletne ze względu na brzeżną część zbiornika. Wykształcenie litologiczne poszczególnych cyklotemów w rejonie Lubin–Głogów według Tomaszewskiego (1985) przedstawia [tabela 1](#).

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w pobliżu granicy z blokiem przedsudeckim osady cechsztynu stanowią miejscami bezpośrednie podłoże dla osadów paleogenu i neogenu, a ich strop w dwóch otworach 156 i 161 zalega na głębokości odpowiednio 325,1 (201,2 m p.p.m.) i 284,0 m (163,2 m p.p.m.). Brak osadów mezozoiku (triasu) nad cechsztynem stwierdzono w czterech innych otworach wiertniczych tej części obszaru arkusza (151, 152, 154, 162). Na pozostałym obszarze utwory cechsztynu pokryte są osadami triasu, a ich strop występuje na głębokości od 314,0 (otw. 142) i 331,0 m (otw. 109) do 1017,7 (otw. 52) i 1045,8 m (otw. 4). Rzędne powierzchni stropowej utworów cechsztynu wynoszą od 939,7 (otw. 4) i 926,8 m p.p.m. (otw. 52) do 190,7 m p.p.m. (otw. 142).

PROFIL LITOLOGICZNY OSADÓW CECHSZTYNU W REJONIE LUBIN–GŁOGÓW
(TOMASZEWSKI, 1985)

Cyklotem	Symbol warstwy	Mięższość (m)	Wykształcenie litologiczne
W stropie – czerwone piaskowce i łupki ilaste dolnego pstrego piaskowca			
P24	Ł-4g A-4 Ł-4d	10–32 0–2 2–12	iłowce czerwone z żyłkami gipsu gipsy i anhydryty iłowce czerwone z żyłkami gipsu
P23	A-3 Ł-3	0–42 2–14	anhydryty drobnokrystaliczne iłowce szare w stropie lokalnie soczewy dolomitu W-3
P22	A-2 W-2	15–35 0–16	anhydryty drobnokrystaliczne dolomit szary drobnokrystaliczny z żyłkami i soczewkami anhydrytu
P21	A-1g Na-1 A-1d W-1 Ł-1	20–70 0–80 30–70 6–140 0–1	anhydryty drobnokrystaliczne sól kamienna anhydryty drobnokrystaliczne z wkładką brekcji iłowcowo-gipsowej dolomity i wapienie szare, drobnokrystaliczne, w spągu zailone łupki czarne, ilaste i ilasto-dolomitowe
	W-O P-O	0–0,2 1–10	dolomity szare piaskowiec biały
W spągu – czerwone piaskowce czerwonego spągowca			

Całkowita mięższość osadów cechsztynu facji salinarno-siarczkowej, węglanowej i facji piaskowcowej białego spągowca na obszarze arkusza Ścinawa wynosi maksymalnie 279,0 m (otw. 42) w Tymowej i 248,0 m (otw. 28) w Składowicach, a minimalnie – 60,7 m (otw. 156) w Redlicach i 12,5 m (otw. 161) w Wielowsi.

Piaskowce szare i białe. Utwory czerwonego spągowca graniczą w stropie z morskimi osadami cechsztynu. Na granicy, ponad piaskowcami czerwonymi występują piaskowce kwarcowe drobnoziarniste barwy szarej, jasnoszarej, szarobiałej lub białej o spoiwie ilasto-wapnistym lub ilastym, stanowiąc tak zwany biały spągowiec lub szary piaskowiec. Miejscami są one smugowane szarymi iłami. Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc, często spotyka się ziarna łyszczyków i skaleni. Ponadto stwierdzono w nich obecność glaukonitu o barwie ciemnozielonej lub bladożółtej (Krasoń, Grodzicki, 1964). Mięższość serii piaskowcowej jest zmienna, maksymalnie wynosi 41,9 (otw. 42) i 27,1 m (otw. 1), a minimalnie – 6,5 (otw. 59) i 9,1 m (otw. 63). Głównie oscyluje w granicach kilkunastu metrów. Przynależność stratygraficzna, jak również środowisko sedymentacji tych osadów wzbudzało wiele kontrowersyjnych poglądów. Wyżykowski (1958) włączył serię białych piaskowców do cechsztynu, podobnie zrobili Wyżykowski i Metlerski w opisie profilu otworu Zaborów (otw. 168). Natomiast w dokumentacjach geologicznych złóż rud miedzi z obszaru LGOM-u stanowią one stropową część czerwonego spągowca (Preidl, 1994; Neumann, 1995; Sztromwasser, 2008).

Osady białego lub szarego spągowca są to albo wyługowane w okresie cechsztyńskim osady piaszczyste czerwonego spągowca *in situ*, albo te same osady redeponowane. Mogły one również częściowo powstać na drodze eolicznej jako naniesienia do zbiornika morskiego (Wyżykowski, 1964b). Dolną część szarych piaskowców uznano za osad odbarwiony *in situ* w cechsztynie, część górną zaś – za materiał przerobiony i odbarwiony później i włączono do cechsztynu (Oberc, Tomaszewski, 1963). Nie zaznacza się ostra granica pomiędzy tymi osadami a leżącymi poniżej piaskowcami czerwonymi, przejście jest łagodne ze stopniowo zmieniającą się barwą od ciemnoróżowej i jasnoróżowej do białej (Tomaszewski, 1978a). Według Kłapcińskiego (1971) stanowią one stropowe ogniwo piętra górnego III cyklu sedymentacyjnego czerwonego spągowca.

Serię białych piaskowców zaliczono do cechsztynu z uwagi na znalezioną faunę morską (*Lingula sp. credneri*) w profilu otworu wiertniczego w rejonie Polkowic, przejawy warstwowania i zwiększoną węglanowość (Wyżykowski, 1964a). Również z powodu obecności fauny morskiej w stropie utworów piaszczystych, włączono stropowe warstwy białych piaskowców do osadów rozpoczynających serię morską cechsztynu (Peryt, 1976; Alexandrowicz i in., 1983). Według Jerzykiewicza i innych (1976) biały spągowiec jest transgresywnym osadem morza cechsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej, a o depozycji w przybrzeżnej części morza świadczyć ma występujący w nich zespół struktur sedymentacyjnych i ich orientacja. Natomiast struktur eolicznych nie obserwowano, chociaż obecność wydym na cechsztyńskim wybrzeżu jest możliwa. Według Błaszczyka (1981) powierzchnia stropowa osadów białego spągowca jest wykształcona w formie wielu elewacji i depresji i odzwierciedla paleomorfologię wydym powstałych na lądzie w okresie czerwonego spągowca. Piaskowce szare i białe białego spągowca rozpoczynają sedymentację cechsztynu i w całości lub ich część stropowa jest włączona do cyklotemu Werra PZ1 (Krasoń, 1964; Sokołowski, 1967; Tomaszewski, 1978a, 1985; Pieczonka i in., 2007; Konopacka, Zagożdżon, 2014). Przyjmuje się również, że dolna część białych piaskowców powstała w warunkach lądowych, w tym eolicznych sedymentacji czerwonego spągowca, a górna część tych piaskowców posiada cechy sedymentacji płytkomorskiej (Nemec, Porębski, 1977; Kaczmarek i in., 2007). Wydmy zbudowane z piaskowców zostały w części erodowane i resedymentowane podczas transgresji morza cechsztyńskiego, na co wskazywać może pokrycie piaskowców eolicznych warstwą białych i białoszarych piaskowców facji płytkomorskiej (Kaczmarek i in., 2007). Według innych autorów biały spągowiec stanowi stropowe utwory czerwonego spągowca (Banaś i in., 1982; Radliński, Sawłowicz, 2017). W próbkach pobranych z poziomu białego spągowca, odsłaniającego się w wyrobiskach w kopalni Lubin oznaczona została fauna kopalna – małże *Schizodus obscurus* Sowerby i *Cleidophorus hollebeni* Geinitz, wskazujące na morskie środowisko sedymentacji i cechsztyński wiek osadów (Błaszczyk, Prymka, 1973).

Transgresyjne osady terygeniczne morza cechsztyńskiego zostały umownie włączone do górnego czerwonego spągowca, a bezpośrednią przyczyną takiego uproszczenia była praktyczna konieczność jednoznacznego określenia spągu cechsztynu zarówno w rdzeniach wiertniczych, jak i na wykresach geofizyki wiertniczej (Wagner, 1994).

W stropie piaskowców białego spągowca spotyka się okruszcowanie siarczkami miedzi – chalkopirytem, chalkozynem, bornitem oraz siarczkami cynku, ołowiu i żelaza w postaci rozproszonych mikroskopijnych kryształków lub pyłu kruszcowego. Koncentracja miedzi zmniejsza się od stropu ku spągowi piaskowców. Okruszcowanie piaskowców jest wtórne, powstało w wyniku migracji roztworów w złożonym osadzie w stadium wczesnej diagenety (Jerzykiewicz i in., 1976).

W niniejszym opracowaniu serię osadów białego spągowca w całości włączono do permu górnego (cechsztynu), podobnie jak w opracowanym arkuszu Lubin (Przybylski, Badura, 2015a).

Łupki, dolomity, wapienie, łupki ilaste, iłowce, ility, piaskowce, anhydryty i gipsy, brekcje anhydrytowo-łupkowe. Bezpośrednio nad stropem formacji białego spągowca w cyklotemie PZ1 (Werra) występuje seria miedzionośnych łupków lub dolomitów i wapieni dolomitycznych, tworząca charakterystyczną granicę wyraźnie oddzielającą niżej leżące piaskowce. Stwierdzono je we wszystkich otworach na obszarze arkusza Ścinawa, które przewierciły cechsztyń. Łupki, są ilaste, dolomityczne, ilasto-dolomityczne, dolomityczno-margliste, węglanowo-ilaste oraz margliste o barwie czarnej, czarnoszarej, ciemnoszarej i szarej. Odznaczają się strukturą pelityczną, teksturą łupkową, są złupkowane, o dobrej oddzielności łupkowej, miejscami kruche. Zawierają domieszki substancji bitumicznych. Występują w nich cienkie żyłki kalcytowe. Ich miąższość wynosi od 0,1 (otw. 28) do 1,1 (otw. 1) i 1,4 m (otw. 16). Występujące w części spągowej dolomity są ilaste, jasnoszare, szare, ciemnoszare, szaroczarne, lite i zwarte, mikrokrystaliczne, często spojone czarnymi iłami, ze skupieniami białych gipsów i kalcytu. Mają miąższość do 2,6 (otw. 65) i 2,9 m (otw. 63). W dolomitach spotykane są liliowce. Rzadziej na granicy z piaskowcami spotykane są wapienie dolomityczne, szare, mikrokrystaliczne o miąższości 2,5 (otw. 37) i 5,1 m (otw. 29). Łupki, dolomity i wapienie dolomityczne są okruszcowane siarczkami miedzi, cynku, ołowiu i żelaza; są to m.in. bornit, chalkopiryt, chalkozyn, kowelin, galena, blenda cynkowa i piryt. Złoża rud miedzi powstały w płytkich, rozległych zagłębieniach dna cechsztyńskiego morza epikontynentalnego w tzw. pułapkach sedymentacyjnych (Karnkowski i in., 1978).

Seria osadów okruszczonych stopniowo ku górze przechodzi w wapienie i dolomity wapienste, zwane w literaturze wapieniem podstawowym. Są to skały makrokrystaliczne lub kryptokrystaliczne, miejscami pelityczne, porowate, o teksturze masywnej i silnie zwarte. Mają barwę szarą, ciemnoszarą i beżowoszarą. Spotykane są w nich spękania i pionowe szczeliny, szwy stylolitowe,

skupienia gipsów oraz laminy substancji ilasto-dolomitycznej. Wapienie przeławicane są dolomitami z soczewkami anhydrytów do 9,5 m (otw. 22), a dolomity – wapieniami. W wapieniach obecna jest fauna, m.in. liliowców (otw. 8). Dolomity są zailone, z podzielnością płytową i miejscami silnie bitumiczne (otw. 28, 59). Wapienie w spągu bywają okruszcowane siarczkami miedzi. Maksymalnie miąższość serii wapieni i dolomitów przekracza 60 m (otw. 8, 9, 11, 36).

Najwyższe ogniwa cyklotemu PZ1 reprezentowane są przez typowe skały osadowe pochodzenia chemicznego – anhydryty i gipsy. Anhydryty mają barwę szarą, jasnoszarą, ciemnoszarą, są drobnokrystaliczne, czasami kryptokrystaliczne, warstwowane, słojuwane czarnymi iłami. Miejscami występują w nich kawerny z żyłkami gipsów czy drobne wkładki dolomitów. W anhydrytach opisano przerosty iłów jasnoszarych z wkładkami łupków ilastych miąższości do 4,4 m (otw. 8) i iłowców szarych grubości 8,8 m (otw. 33). Miąższość anhydrytów jest zróżnicowana, od 6,1 (otw. 136) do 81,0 (otw. 4) i 132,6 m (otw. 65). Gipsy są drobnoziarniste lub kryptokrystaliczne, jasnoszare, miejscami słojuwane substancją ilastą pod kątem 10°. Występują w spągu lub w stropie serii siarczanowej. Ich miąższość wynosi od 2,9 (otw. 55) do 21,9 m (otw. 142). Zarówno w anhydrytach, jak i w gipsach wyczuwalny jest zapach bituminów. Miąższość tej najwyższej części cyklotemu PZ1 jest zmienna, od poniżej 10,0 (otw. 136) do maksymalnie 132,6 m (otw. 65).

Strop utworów cyklotemu PZ1 znajduje się na głębokości od 334,8 (otw. 151) do 1021,5 (otw. 1), 1103,7 (otw. 52) i 1121,5 m (otw. 4). Miąższość osadów węglanowych i salinarnych cyklotemu PZ1, bez piaskowców białego spągowca, wynosi maksymalnie 168,15 m (otw. 37), 166,4 m (otw. 39), a minimalne 57,7 m (otw. 136) i 92,2 m (otw. 151).

Na obszarze arkusza Ścinawa nie stwierdzono występowania soli najstarszej Na1, która wyklinowuje się na linii zbliżonej do przebiegu granicy płytkowodnej facji wapienia cechsztyńskiego, a południowa granica zasięgu soli Na1 przebiega tuż za północną granicą obszaru arkusza Ścinawa (Markiewicz, Becker, 2009).

Miąższość osadów cyklotemu PZ2 (Strassfurt) na obszarze arkusza Ścinawa wynosi maksymalnie 81,3 (otw. 136), 46,2 (otw. 55) i 42,6 m (otw. 63), a minimalnie 4,2 (otw. 81), 8,5 (otw. 37) i 10,2 m (otw. 39).

Pierwszym, spągowym ogniwem cyklotemu PZ2 są dolomity, określane jako dolomit główny. Są to skały drobnokrystaliczne lub kryptokrystaliczne, twarde i zwarte, o barwie szarej, ciemnoszarej, szarobeżowej, przewarstwiane anhydrytami, miejscami z licznymi wtrąceniami anhydrytów (otw. 1). Miąższość dolomitów waha się od 0,2 (otw. 8) do 5,7 m (otw. 2). Poniżej anhydrytów występują również łupki ilaste ciemnoszare, brunatne lub czarne o miąższości do 1 m (otw. 37), łupki

ilasto-dolomityczne, ciemnoszare o miąższości do 6,7 m (otw. 136) i iłowce czarne, smugowane, miękkie, miąższości 0,5 m (otw. 52).

Powyżej łupków i dolomitów zalegają anhydryty szare, jasnoszare, ciemnoszare lub szaropielate, o strukturze krystalicznej, drobnokrystalicznej, mikrokrytalicznej (otw. 52) i kryptokrystalicznej. Dominują anhydryty twarde i zwarte ale są też zbrekcjonowane. W anhydrytach widoczne są smugi i przewarstwienia łupków ilastych czarnych o grubości do 5 cm (otw. 63) oraz domieszki substancji ilastej i ilasto-dolomitycznej. Miąższość anhydrytów wynosi maksymalnie 74,6 (otw. 136) i 31,1 m (otw. 8).

W części stropowej cyklotemu, ponad anhydrytami, miejscami występuje brekcja anhydrytowo-łupkowa spojona czarną substancją ilastą, czasem jest to brekcja anhydrytowo-ilasta lub łupkowo-anhydrytowo-gipsowa o miąższości od 2,2 (otw. 42) do 5,7 m (otw. 111).

W pojedynczych otworach jedynym osadem cyklotemu są gipsy białe, białoszare lub szare, drobnokrystaliczne, z żyłkami ilasto-dolomitycznymi, z wkładkami anhydrytów, dolomitów lub iłów szarych. Mają miąższość 12,1 (otw. 151) i 20,0 m (otw. 142).

Całkowita miąższość osadów cyklotemu PZ3 (Leine) na obszarze arkusza Ścinawa wynosi maksymalnie 46,4 (otw. 55), 43,7 (otw. 59) i 41,1 m (otw. 29), a minimalne 3,4 (otw. 104), 5,3 (otw. 151) i 7,3 m (otw. 142). Nie jest on tu w pełni wykształcony, wydzielone są tu osady iłowcowo-łupkowe i ewaporaty.

İłowce występują głównie w spągu cyklotemu. Mają barwę szarą, ciemnoszarą a nawet czarną i grubości od 1,7 m (otw. 52). Są dość zwarte, zdiagenezowane, w stropie często dolomityczne. Maksymalną głębokość ich zalegania stwierdzono w otworze 16 w Przychowej i wynosi ona od 1068,8 do 1075,0 m. Łupki ilaste są jasnoszare, ciemnoszare i czarne, z laminami gipsów i anhydrytów, słabo zdiagenezowane, o wyraźnej podzielności płytowej pod kątem 1–8° i miąższości do 8,1 m (otw. 118) oraz ceglasczerwone z domieszką węglanu wapnia o miąższości 2,3 m (otw. 151). Miejscami w spągu serii pod anhydrytami opisywane są łupki ilaste z żyłkami gipsów lub z przerostami dolomitów, ciemnoszare oraz łupki ilaste przechodzące w iłowce, szare i ciemnoszare o grubości do 6,7 m (otw. 136).

Głównym składnikiem cyklotemu PZ3 są anhydryty. Są to skały o strukturze drobnokrystalicznej, średniokrystalicznej lub grubokrystalicznej, teksturze masywnej i barwach jasnoszarej i szaropielatej. Poprzecinane są drobnymi nieregularnymi żyłkami ilasto-dolomitycznymi, ze spękaniem wypełnionymi materiałem ilastym, miejscami z drobnymi oczkami gipsów krystalicznych, szarych lub warstwą gipsów grubokrystalicznych o grubości ponad 1,5 m. Miąższość anhydrytów dochodzi do 41,1 (otw. 55) i 36,9 m (otw. 39).

Łupki ilaste, iłowce, łupki, piaskowce, anhydryty, gipsy stanowią najmłodszy cyklotem PZ4. Jest on na omawianym obszarze niepełny. Budują go głównie łupki ilaste i iłowce oraz łupki ilaste dolne i górne z przeławiczeniami gipsów, anhydrytów lub piaskowców.

Całkowita miąższość serii najmłodszego cyklotemu PZ4 (Aller) wynosi maksymalnie 43,3 (otw. 104), 36 m (otw. 108), a minimalne 18,7 (otw. 4), 19,3 (otw. 29, 1) i 19,4 m (otw. 42). Maksymalna głębokość zalegania utworów tego cyklotemu wynosi od 1045,8 do 1064,5 m (otw. 4). Występujące na omawianym obszarze głównie łupki ilaste i iłowce są średnio zwięzłe o niewyraźnym lub wyraźnym złupkowaniu i oddzielności płytkowej pod kątem 3–50°. Mają zabarwienie czerwone, czerwono-brunatne, niekiedy wiśniowe, brunatne lub niebieskozielone i zielone. Wykazują liczne spękania i szczeliny pod kątem 70–80° ze skupieniami gipsów białych włóknistych lub drobnoziarnistych w formie żył i gniazd. W łupkach ilastych stwierdzono również kawerny wypełnione iłami, kalcytem lub puste. Anhydryty są ciemnoszare i białoszare, miejscami z przerostami gipsów różowych. Sporadycznie spotykane są piaskowce kwarcowe drobnoziarniste popielatoszare lub ciemnoczerwone (otw. 4, 9). Przeławiczenia gipsów, anhydrytów lub piaskowców, oddzielających dolne i górne serie łupków ilastych lub iłowców, mają miąższość od 0,5 (otw. 2) do 3,5 m (otw. 9).

Miąższość osadów cechsztynu bez piaskowców białego spągowca wynosi maksymalnie 245,3 m (otw. 33) w Ustroniu, a minimalnie – 1,75 m (otw. 161).

3. Trias

Mezozoik na obszarze arkusza Ścinawa reprezentują tylko osady triasu dolnego i triasu środkowego. Leżą one zgodnie na utworach cechsztyńskich z zachowaniem ciągłości sedymentacyjnej. W tym okresie następuje zmiana środowiska sedymentacji, skały osadowe pochodzenia chemicznego cechsztynu przechodzą w osady terrygeniczne triasu. Utwory triasu stanowią podłoże podkenozoiczne od pstrego piaskowca dolnego i środkowego w części południowej i południowo-zachodniej obszaru arkusza, po ret i wapień muszlowy w jego północnej i północno-wschodniej części. Zostały przewiercone w 33 otworach i jest to głównie pstry piaskowiec. Utwory wapienia muszlowego udokumentowano w 6 otworach. Całkowita, maksymalna przewiercona miąższość osadów triasu wynosi na tym obszarze 745,7 m (otw. 52), w tym pstrego piaskowca (dolnego, środkowego i górnego) – 672,8 m (otw. 4), 669 m (otw. 16) w północnej części obszaru arkusza i 645,7 m (otw. 52) przy wschodniej granicy obszaru arkusza, a minimalna – 19,0 m (otw. 142) w południowo-zachodniej jego części. Maksymalna przewiercona miąższość osadów wapienia muszlowego wynosi 100,0 m (otw. 52).

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny i środkowy

Piaskowce kwarcowe, łupki ilaste, iłowce i iły. Na części monokliny przed-sudeckiej objętej arkuszem Ścinawa, pod osadami kenozoicznymi, tam gdzie brak utworów triasu środkowego, występują osady pstrego piaskowca dolnego i środkowego. Miąższość tych utworów zależna jest od dolnopermskich założeń tektonicznych i zwiększa się z południowego zachodu w kierunku północnym i wschodnim obszaru arkusza, gdzie przekracza 500 m. W południowej części, w strefie wyniesienia podłoża permu, miąższość osadów pstrego piaskowca dolnego i środkowego wynosi 19,0 (otw. 142) i 35,5 m (otw. 109), natomiast na północy osiąga wartości maksymalne 550,2 (otw. 1) i 538,0 m (otw. 16). Ponad 500 m osadów nawiercono jeszcze w otworach 2, 4, 9, 52.

Powierzchnia stropu osadów pstrego piaskowca dolnego i środkowego występuje na wysokości od 118,2 m p.p.m. (otw. 107) w Księginicach do 409,7 (otw. 4) w Kliszowie i 412,1 m p.p.m. (otw. 52) w Krzelowie na wschód od Iwna. Na znacznej części obszaru jest to 150–230 m p.p.m.

Osady pstrego piaskowca dolnego i środkowego tworzą monotonną serię piaskowców kwarcowych drobnoziarnistych i średnioziarnistych, dość zwięzłych, barwy czerwonej, czerwono-brązowej, ceglasczerwonej, różowej, rzadziej szarej, żółtej lub zielonkawej. Spoiwo piaskowców jest ilaste, miejscami wapniste. Miejscami w piaskowcach zaznacza się warstwowanie krzyżowe i przekątne oraz widoczne są cienkie wkładki iłów. Na powierzchniach warstwowania są obecne blaszki muskowitu. W piaskowcach obserwuje się spękania tektoniczne, a szczeliny wypełniają iły ceglaste i szarozielone. Piaskowce są uławiczone płytowo i zapadają pod kątem 5–15° na północny wschód. W obrębie piaskowców, w formie przewarstwień lub wkładek stwierdzono sporadycznie jasnobrązowe, czerwono-brunatne, ceglaste, brunatne, szarozielone, szaroniebieskie, szaropopielate łupki ilaste i iłowce, o niewielkiej grubości, od poniżej 1,0 m (otw. 9) do 5,5 (otw. 8), 8,0 (otw. 4) i 9,8 m (otw. 109).

W stropie pstrego piaskowca środkowego często występują łupki ilaste i iłowce o zabarwieniu wiśniowym, szaroniebieskim, szaropopielatym i ciemnoszarym z oddzielnością płytkową. Mają miąższość do 10,7 m w Kliszowie (otw. 4) i 7,0 m w Przychowej (otw. 16). Miejscami opisano wśród nich przewarstwienia piaskowców. Osady te zaliczono do pstrego piaskowca środkowego (Kłapciński, 1959; Gajewska, 1964), natomiast (Tokarski, 1963) na podstawie znalezionej w nim fauny wydzielił je jako ret dolny (Michalska, 1981).

Sedymentacja osadów pstrego piaskowca dolnego zachodziła w środowisku płytkomorskim lub jeziornym, a utwory pstrego piaskowca środkowego były akumulowane w warunkach płytkowodnego środowiska lądowego (Heflik i in., 1980).

b. Trias dolny–środkowy

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec górny (ret)

Anhydryty, gipsy, dolomity, margle, wapienie, iłowce i łupki. Osady pstrego piaskowca górnego występują w północno-wschodniej części obszaru arkusza Ścinawa, za linią Stara Rudna–Ścinawa–Małowice. Leżą one pod przykryciem utworów wapienia muszlowego (otw. 4, 16, 52) lub bezpośrednio pod osadami kenozoiku (otw. 1, 2, 95).

Osady retu występują na głębokości od 306,8 (otw.95) do 38,0 m (otw. 1), przy rzędnej powierzchni stropu od 281,1 (otw. 52) do 266,9 (otw. 4) i 204,8 m p.p.m. (otw. 95). Powierzchnia spągu tych osadów znajduje się na wysokości od 412,1 (otw. 52) do 261 m p.p.m. (otw. 1). Przewiercona miąższość skał retu jest zmienna, wynosi od 18,2 (otw. 1) do 131,0 (otw. 16, 52) i 142,8 m (otw. 4) i zwiększa się w kierunku wschodnim i północnym.

Na omawianym obszarze utwory retu można podzielić na poziom dolny – anhydrytowo-dolomityczny i górny – marglisto-wapienny. Poziom dolny rozpoczyna się gipsami i anhydrytami z wkładkami dolomitów ilastych o zabarwieniu szarobrunatnym i kremowoszarym (otw. 4). Nad anhydrytami występują dolomity ilaste z przerostami margli, iłowców, gipsów blaszkowych i anhydrytów. Powyżej pojawiają się skały węglanowe, margle i wapienie pelityczne, wapienie organodetrytyczne z wkładkami margli i iłowców, dolomity ilaste oraz łupki ilaste, stanowiąc poziom górny retu. Barwa osadów jest szara, szarobeżowa, szaropopielata, szarozielona. W tej części, głównie w wapieniach drobnokrystalicznych i dolomitach marglistych, stwierdzono skamieniałości fauny morskiej, m.in. małże *Myophoria costata* i *Lingula* (otw. 16).

c. Trias środkowy

Wapień muszlowy

W a p i e n i e. Utwory wapienia muszlowego są kontynuacją facji węglanowej retu. Na obszarze arkusza Ścinawa stanowią one część podłoża utworów kenozoicznych, a ich występowanie obejmuje obszar na północny wschód od linii Kliszów–Tymowa–Boraszyn. Zostały przewiercone w otworach 4, 16, 52, a jedynie nawiercone w otworach 18, 47, 141. Wapień występują tu na głębokości od 272,0 (otw. 52) do 337,3 m (otw. 4), przy rzędnej powierzchni stropu od 181,1 (otw. 52) do 231,4 m

p.p.m. (otw. 47). Wśród osadów wapienia muszlowego wyróżnić można wapienie kryptokrystaliczne i drobnokrystaliczne, szare i ciemnoszare oraz wapienie organodetrytyczne. Miejscami są przeławiane wkładkami margli lub iłowców. W wapieniach obecne są liczne skamieniałości fauny i flory morskiej w tym krynoidów (liliowców). Miąższość przewierconych osadów wapienia muszlowego waha się od 20,5 (otw. 16) do 100,0 m (otw. 52).

4. Paleogen

Pokrywa osadów paleogenu na obszarze arkusza Ścinawa nie jest ciągła. Została stwierdzona w części północno-zachodniej, północnej, wschodniej, centralnej i południowo-zachodniej. Do paleogenu zaliczono utwory zwietrzelinowe skał podłoża paleozoicznego i mezozoicznego oraz osady klastyczne oligocenu dolnego i górnego. Zalegają one na różnych ogniwach stratygraficznych podłoża podkenozoicznego. W części południowo-zachodniej obszaru arkusza, w rejonie Zwierzynieca–Dobromiła, leżą one na osadach starszego paleozoiku. W pozostałej, większej części obszaru arkusza, występują na różnych ogniwach triasu. Miąższość utworów paleogenu, w tym oligoceńskich, na obszarze arkusza Ścinawa stwierdzana w otworach wiertniczych jest zmienna, wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów. Maksymalną miąższość, 52,7 m stwierdzono w otworze Dłużyce IG-1 (otw. 136).

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w granicach bloku przedsudeckiego, na skałach metamorficznych starszego paleozoiku, występują pokrywy zwietrzelin ilastych. Są to silnie zwietrzałe łupki, łupki zieleńcowe z żyłkami skaleni, z okruchami białego kwarcu i czerwonymi plamami. Ich zabarwienie jest jasnoszare, brązowszare, zielone i ciemnozielone. Partię zwietrzalnych skał metamorficznych w spągu utworów neogenu wydzielono na podstawie opisów profili otworów wiertniczych 145, 148 i 150. I tak w otworze 145 w Pieszkowie zwietrzelin ilaste łupków metamorficznych występuje na głębokości 284,7–303,5 m, a w otworze 150 w Zwierzyńcu zwietrzelinę łupków zieleńcowych na głębokości 265,0–299,9 m. Do utworów zwietrzelinowych paleogenu zaliczono również r u m o s z e s k a l n e piaskowców z iłami niebieskim z głębokości 288,4 m, prawdopodobnie wieku triasowego, opisane w profilu otworu 149 w Niemstowie na monoklinie przedsudeckiej, w sąsiedztwie granicy z blokiem przedsudeckim. Rzędna stropu opisanych osadów paleogenu występuje na wysokości od 133,8 (otw. 150) do 181,0 m p.p.m. (otw. 149).

a. Oligocen

Osady oligocenu wydzielono w profilach otworów wiertniczych w części północnej, północno-zachodniej i wschodniej obszaru arkusza Ścinawa. Ich przewiercona miąższość waha się

od 4,1 (otw. 48) do 52,7 m (otw. 136). Maksymalna rzędna stropu osadów występuje na wysokości 174,0 m p.p.m. (otw. 69), a minimalna – 232,9 m p.p.m. (otw. 7).

Oligocen dolny

W Dłużycach (otw. 136) na głębokości 305,7 m nawiercono mułowie jasnozielone, słabo zwięzłe, miejscami przechodzące w ily zielonoszare, o miąższości 36,5 m. Osady te zaliczono do oligocenu dolnego (rupel). W spągu zalegają one na skałach podłoża triasowego, a w stropie przechodzą w mułki jasnoszare oligocenu górnego. Litostratygraficznie osady oligocenu dolnego są określane jako formacja mosińska górna (Piwocki i in., 2004) lub też warstwy polkowickie serii lubuskiej (Dyjur, 1986; Dyjur, Sadowska, 1986).

Oligocen górny

Osady oligocenu górnego (szat) są związane z formacją leszczyńską (Piwocki i in., 2004). Ich miąższość jest zmienna, wynosi od kilku do kilkunastu metrów, a maksymalnie 30,5 (otw. 33) i 33,3 m (otw. 47). Zalegają one bezpośrednio na podłożu triasowym, a miejscami stanowią kontynuację utworów oligocenu dolnego. Górną granicę formacji stanowią osady mioceńskie.

Omawiana seria jest zbudowana głównie z piasków kwarcowych i kwarcowo-łyszczkowych drobnoziarnistych, średnioziarnistych lub różnoziarnistych, jasnoszarych, żwirów kwarcowych oraz mułków pyłowatych i piaszczystych, jasnoszarych, szarych, szaroniebieskich, z dużą ilością łyszczków. W mułkach stwierdzono otoczaki kwarcu o długości osi dłuższej do 6 cm (otw. 9) oraz otoczaki wapieni, odłupki krzemieni i detrytus roślinny (otw. 141). W mniejszych ilościach występują mułowie silnie piaszczyste szarobrązowe i ily jasnoszaroniebieskie i ciemnoszare z odcieniem oliwkowym.

Utwory formacji leszczyńskiej, określane również jako warstwy polkowickie serii lubuskiej (Dyjur, 1986; Dyjur, Sadowska, 1986), tworzyły się w warunkach litoralnych, a w części młodszej, w warunkach brakicznych. Są one wykształcone w facji aluwialnej, płytkich jezior śródlądowych i bagiennej. Być może częściowo powstawały one w przybrzeżnych zatokach ustępującego morza oligoceńskiego (Michalska, 1981).

Badania petrograficzne mułków z głębokości 299,5–306,5 m z otworu 18 w Buszkowicach wykazały, że minerały nieprzezroczyste (80,5%) przeważają nad przezroczystymi (19,5%). W zespole minerałów ciężkich dominują: cyrkon – 26,2%, turmaliny – 22,6%, staurolit – 12,5%, dysten – 13,7%, granaty – 12,2% i andaluzyt – 11,3%. Obtoczenie ziaren kwarcu jest słabe, wartości współczynnika R – 1,07 i 2,65, wskazuje na krótki transport materiału. Udział skaleni frakcji 0,25–0,10 mm

jest niewielki, rzadko przekraczający 1%, przy czym są to niemal wyłącznie plagioklasy (Michalska, 1979, 1981).

Syntetyczną stratygrafię całości utworów paleogenu na bloku przedsudeckim i monoklinie podają: Ciuk (1967, 1970), Oberc i Dyjor (1969), Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995), Piwocki i inni (2004).

5. Neogen

Obszar arkusza Ścinawa, zarówno na monoklinie przedsudeckiej jak i na bloku przedsudeckim jest przykryty osadami neogenu (miocenu i pliocenu) o całkowitej przewierconej miąższości od 189,8 (otw. 40), 243,6 (otw. 18) i 341,0 (otw. 9) do 380,2 m (otw. 7). Miąższość osadów neogenu nie jest w pełni określona z uwagi na niedowiercenie wielu otworów do stropu mezozoiku. Większe miąższości obserwuje się w części północnej obszaru arkusza, głównie w rejonie Wzgórz Dalkowskich. W otworach dokumentujących głęboką rynnę subglacjalną w dolinie Prazimnicy w południowej części obszaru arkusza, między Niemstowem a Dłużycami wcięta w utworach miocenu, miąższość osadów neogenu jest znacznie zredukowana (otw.122, 126, 128, 130, 137, 153).

Rzędna spągu osadów neogenu mieści się w granicach od 118,2 (otw. 107), 133,8 (otw. 150), 212,1 m p.p.m. (otw. 48) do 232,9 m p.p.m. (otw. 7).

Utwory neogeńskie zalegają na różnych ogniwach stratygraficznych skał podłoża. W części południowo-zachodniej obszaru arkusza, w rejonie Zwierzyniec–Dobromil, leżą one na paleogeńskich zwietrzelinach skał starszego paleozoiku i mezozoiku, a w okolicach Radlic i Niemstowa – na utworach permu. W pozostałej części obszaru arkusza, od Niemstowa i Kłopotowa przy granicy z blokiem przedsudeckim w kierunku północnym i wschodnim, zalegają na różnych ogniwach triasu lub oligocenie górnym.

Kompleks osadów neogeńskich jest zbudowany ze skał klastycznych, organicznych i lokalnie wulkanicznych. Częsta zmienność litologiczna, zarówno w pionie jak i w poziomie, utrudnia ich paralelizację. Najbardziej charakterystyczne dla tego obszaru spośród skał organicznych, o dającym się dobrze śledzić zaleganiu, jest węgiel brunatny, który rozdzielono na cztery różnowiekowe pokłady, składające się z jednej lub kilku ław i różnym zasięgu.

W obrębie osadów neogenu wydzielono liczne nieformalne jednostki litostratygraficzne o nazwach: formacji, warstw, serii, grup, ogniw lub poziomów (Ciuk, 1970; Dyjor, 1986; Dyjor, Sadowska, 1986; Piwocki, 1992; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki i in., 2004). Idąc od najstarszych, przyjmując najnowsze podziały, są to: formacja rawicka z ogniwem dąbrowskim z IV grupą pokładów – dąbrowską węgla brunatnego w dolnej i ogniwem żarskim w górnej jej części,

formacja ścinawska z III grupą pokładów – ścinawską i II grupą pokładów – łużycką, formacja pawłowicka z IIA grupą pokładów – lubińską, formacja poznańska z I grupą pokładów – środkowopolską, IA grupą pokładów – oczkownicą i 0 grupą pokładów – orłowską, ogniwami iłów szarych, zielonych i płomienistych oraz formacja gozdnicka (Piwocki i in., 2004).

Analizy palinologiczne wykonane dla węgla brunatnego z otworów 34 w Ustroniu (Ziemińska, Niklewski, 1966), 124 w Ręszowie i 47 w Tymowej (Raniecka-Bobrowska, 1962, 1970) oraz badania z otworu 18 w Buszkowicach (Sadowska, Kuszell, 1979) pozwoliły na wydzielenie poszczególnych serii geologicznych. Syntetyczną stratygrafię całości utworów neogenu na bloku przedsudeckim i monoklinie przedsudeckiej przedstawili Ciuk (1967, 1970), Oberc i Dyjor (1969), Piwocki i inni (2004). Do podziału neogenu wykorzystane zostały również badania petrograficzno-mineralogiczne z otworów kartograficznych (Jagosz, Czerwonka, 1979; Michalska, 1979).

Podział neogenu, zwłaszcza miocenu w niniejszym opracowaniu oparto na podstawie zasięgu poszczególnych formacji. Granice jednostek litostratygraficznych wyznaczono w oparciu o opisy litologiczne profili otworów wiertniczych, literaturę i wyniki badań palinologicznych.

a. Miocen

Miocen dolny

Bazalty. W otworze wiertniczym zlokalizowanym na bloku przedsudeckim w Dobromilu (otw. 144) nawiercono zwietrzałe bazalty z żyłkami kwarcu na głębokości 337,3 m (226,6 m p.p.m.). Powyżej bazaltów zalegają ily szare, szaroniebieskie, szarozielone, miejscami z konkrecjami siarczków żelaza oraz piaski drobnoziarniste z łyszczykami zaliczone do miocenu dolnego. Bazalty razem ze zwietrzelinami i tufami bazaltowymi tworzą pokrywy i kopuły o znacznym rozprzestrzenieniu w rejonie na południowy zachód od Niemstowa. Bazalty są barwy ciemnoszarej, ciemnozielonej lub czarnej. Tekstura jest zbita i bezładna, a struktura – afanitowo-porfirowa. Stwierdzono w nich obecność zielonych oliwinów, kryształki piroksenów oraz jasne plagioklasy. Bazaltom towarzyszą często utwory tufogeniczne, wtórnie zmienione w wyniku wietrzenia (Sztromwasser, 2010). Skały te są związane z paleogeńsko-neogeńską aktywnością wulkaniczną. Wiek bazaltów jest trudny do dokładnego określenia, jednak nie stwierdzono, żeby przebijały one mioceńską serię węglową. W tym opracowaniu wiek bazaltu z Dobromila przyjęto na miocen dolny, ze względu na wiek osadów leżących powyżej, jak również poprzez porównanie z wiekiem bazaltów, występujących w najbliższym sąsiedztwie, w rejonie Jawora (Badura, Przybylski, 2004c). Bazalty nawiercone w Dobromilu są skałami stwierdzonymi najdalej na północ bloku przedsudeckiego.

Iły, mułki, mułowce, piaski, żwiry, piaskowce, wapienie i węgiel brunatny – formacja rawicka. Ponad osadami formacji leszczyńskiej oligocenu górnego w profilach otworów wiertniczych na omawianym obszarze wydzielono ogniwo dąbrowskie i wyżej leżące ogniwo żarskie formacji rawickiej, którą tworzą osady lądowych środowisk sedymentacyjnych – jeziornych, rzecznych i bagiennych oraz brakicznych. Są to głównie ily, mułki, mułowce, piaski kwarcowe i nieciągłe pokłady węgla brunatnego IV grupy pokładów – dąbrowskiej.

Utwory zliczone do miocenu dolnego pokrywają cały obszar arkusza, zalegając na utworach oligocenu górnego lub kontaktując z utworami starszymi. Sedymentacja tej serii była bezpośrednim następstwem ożywienia ruchów górotwórczych w Sudetach w fazie sawskiej (Oberc, Dyjor, 1969; Walczak, 1970), w wyniku której na przedpolu Sudetów dochodziło do sypania stożków napływowo-owych (Michalska, 1981). Maksymalna miąższość osadów miocenu dolnego wynosi 104,5 (otw. 4) i 100,5 m (otw. 16, 141), a minimalna – 5,8 m (otw. 40). Rzędne zalegania spągu osadów są zmienne i wynoszą od 118,2 (otw. 107) do 232,9 m p.p.m. (otw. 7).

Pokład węgla brunatnego IV grupy pokładów – dąbrowskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995), określany wcześniej jako pokład głogowski (Dyjor, 1986, 1994; Dyjor, Sadowska, 1986) występuje w spągowej części miocenu dolnego. Zalega blisko podłoża podkenozoicznego, a podście-ają go osady piaszczysto-żwirowe z przerostami ilów. Grubość serii podwęglowej maleje w strefach elewacji podłoża, a wzrasta w obniżeniach. Powstanie węgla brunatnego było związane z rozwojem bagien śródlądowych. Pokład tworzą jedna lub dwie ławy rozdzielone osadami klastycznymi. Miejscami ulega on wyklinowaniu lub go brak. Miąższość pokładu IV jest zróżnicowana, od poniżej 1,0 do 11,4 m (otw. 44) i maksymalnie 21,0 m (otw. 59) w jednej ławie oraz 13,9 m w dwóch ławach (otw. 4). Strop pokładu występuje na głębokości od 269,0 (otw. 152) i 302,9 m (otw. 48) do 388,2 (otw. 7) i 395,4 m (otw. 11). Rzędna stropu pokładu mieści się w granicach od 157,1 (otw. 152) do 215,7 m p.p.m. (otw. 7). Średnia wartość rzędnej stropu wynosi 191,5 m p.p.m. Spąg pokładu węgla występuje na głębokości od 270,2 (otw. 152) do 405,4 m (otw. 7), przy rzędnych od 158,3 (otw. 152) i 212,1 (otw. 48) do 232,9 m p.p.m. (otw. 7). Średnia wartość rzędnej spągu pokładu wynosi 205,5 m p.p.m. Węgiel brunatny jest barwy brunatnej, ciemnobrunatnej i czarnej, jest ziemisty z wkładkami lignitów, miejscami zapiaszczony, z przerostami ilów i gniazdami markasytu.

Występowanie pokładu węgla brunatnego stwierdzono w 30 otworach głównie w części północno-zachodniej i północnej, oraz w części środkowej, wschodniej i południowo-zachodniej, zarówno w granicach złóż węgla brunatnego jak i w otworach dokumentujących złoża rud miedzi. Z uwagi na to, że znaczną część otworów poszukiwawczych i rozpoznawczych złóż węgla brunatnego kończono na głębokości około 250 m, rozprzestrzenienie IV pokładu nie zostało wystarczająco

rozpoznane. Z powodu głębokości zalegania, rozprzestrzenienia i miąższości, węgiel brunatny tego pokładu nie ma znaczenia gospodarczego.

Na podstawie wyników badań palinologicznych węgla brunatnego z otworów wiertniczych w Tymowej (Raniecka-Bobrowska, 1962, 1970) i Ustroniu (Ziemińska i Niklewski, 1966), pokład ten był wówczas zaliczony do oligocenu. Badania wykazały charakterystyczny kompleks sporomorf wskazujący na oligocen górny: *Tricolporopollenites cingulum fasmus*, *Tricolporopollenites microhenrici*, grupa *Cyrtillaceae*, *Tricolporopollenites liblarensis fallax*, *Tricolporopollenites cingulum pusillus* (Michalska, 1981). Natomiast badania palinologiczne z otworu 18 w Buszkowicach (Sadowska, Kuszell, 1979) wykazały, że na głębokości 280,0–299,0 m występują osady związane z najniższym mioceniem dolnym (Michalska, 1981). Tym samym pokład węgla zalegający powyżej, na głębokości 273,9–275,1 m, odpowiadający IV pokładowi, nie powinien być starszy. Badania palinologiczne węgla brunatnego i iłów z głębokości 273,9–277,0 m (otw. 18), wskazują na malejący udział roślin strefy umiarkowanej w okresie miocenu dolnego (Sadowska, Kuszell, 1979; Michalska, 1981).

Wynikiem sedymentacji w środowiskach lądowych – rzecznych i jeziornych są piaski kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe z łuszczkami, drobnoziarniste i różnoziarniste o barwie szarej, jasnoszarej, siwej oraz ily szaropopielate, szarozielonkawe i niebieskoszare. Miejscami występują piaskowce z wkładkami mułków, szare i jasnoszare (otw. 81) o niewielkim rozprzestrzenieniu. Osłabienie erozji w Sudetach spowodowało zmianę sedymentacji z piaszczystej na bardziej ilastą, mułkową i mułowcową. Dominują wtedy ily tłuste i twardeplastyczne, miejscami zlustrowane, jasnoszare, szare, popielate, niebieskie, zielone, z blaszkami łuszczków, okruchami ksyliatów lub ułamkami węgla brunatnego, a sporadycznie z cienkimi soczewami zailonego węgla brunatnego. Ily tworzą miąższe kompleksy przeławicane piaskami kwarcowo-skaleniowo-łuszczkowymi barwy szarej z soczewami i gniazdami żwirów średnicy do 1 cm, miejscami scementowanych markasytem (otw. 18). Uwagę zwraca obecność siarczków żelaza w formie konkrecji i skupień o średnicy do 8 mm (otw. 17, 48, 124, 145, 160), konkrecji pirytowych o średnicy do 5 cm w piaskach drobnoziarnistych i średnioziarnistych (otw. 120) lub spirytyzowanych łodyg roślin (otw. 130). Kompleks litologiczny miocenu dolnego charakteryzuje się również obecnością warstw lub soczew iłów kaolinowych barwy białawej, jasnoszarej (otw. 80, 124, 128, 143), mułków piaszczystych i piasków ilastych z pyłem kaolinowym i mułowców białych kwarcowo-skaleniowych (otw. 149). W części stropowej opisywanej serii, w iłach szaroniebieskich i szarozielonych spotyka się konkrecje wapniste (otw. 150) a nawet wapienie szare z wkładkami iłów miąższości 1,8 (otw. 48) i 0,6 m (otw. 18).

W obrębie iłów szarych spotyka się często ily pstre, żółtoczerwone o różnych miąższościach (otw. 17, 124, 145). Utwory pstre i siarczki żelaza stwierdzone zostały także w okolicach Wołowa,

Leszna i Rawicza (Ciuk, 1967; Piwocki, 1975). Według Piwockiego (1975) ropy pstry utworzyły się z napławianych do zbiornika produktów wietrzenia skał wzbogaconych w związki żelaza (Michalska, 1981).

Miocen dolny–środkowy

Powyżej osadów formacji rawickiej zalegają utwory ilaste i ilasto-mułkowo-piaszczyste – ropy, łupki, ropy, łupki ilaste, piaski, mułki i węgiel brunatny – formacja ścinawska. Tworzą one formację ścinawską z III grupą pokładów – ścinawską w jej części dolnej, miocenu dolnego, oraz II grupą pokładów – ropy w jej części stropowej, w spągu miocenu środkowego (Piwocki, 2004). Według wcześniejszego podziału osady te określono jako serię ropy z pokładem ścinawskim (III) miocenu dolnego oraz serię ropy-ropy, obejmującą pogranicze miocenu dolnego i środkowego z pokładem ropy (II) w spągu miocenu środkowego (Dyjor, 1986, 1994). Utwory formacji ścinawskiej występują na całym obszarze arkusza. Powstały we wczesnym miocenie jako utwory brakiczno-lagunowe i rzeczne. Przykryte są młodszymi seriami neogennymi, a w strefie głębokiej ropy subglacialnej – doliny Prazimnicy, osadami czwartorzędowymi.

W dolnej części profilu formacji ścinawskiej, poniżej III grupy pokładów ropy brunatnego, występują miększe serie ropy tłustych, miejscami piaszczystych, wapnistych i zlustrowanych, niebieskich, niebieskoszarych, zielonoszarych, jasnoszarych i szarych z plamami żółtymi oraz mułków ilastych, zielonoszarych, jasnoszarych lub ropy, z domieszką substancji organicznej lub przerostami ropy brunatnego. Mięszkość osadów ilasto-mułkowych przekracza 30 m (otw. 80, 148). Piaski ropy szare z ropy lub piaski różnoziarniste tworzą niewielkiej grubości przewarstwienia w serii ilasto-mułkowej.

Badania petrograficzne osadów z głębokości 204,5 i 212,5 m (otw. 18) wykazały obecność minerałów ciężkich reprezentowanych przez: cyrkon – 35,5%, granaty – 29,4%, turmaliny – 17,7%, staurolit – 8,3%, amfibole – 6,3%; współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R jest zbliżony do 1 (Michalska, 1979).

Strop III grupy pokładów ropy brunatnego występuje na głębokości od 177,7 (otw. 17) w Przychowej do 298,1 m (otw. 7) w Mlecznie. Najgłębiej zalega w części północno-zachodniej obszaru arkusza, a najpłycej w jego części wschodniej. Pokład ten stanowią jedna lub kilka ropy o mięszkości poniżej 10 m. Maksymalnie jest to 8,8 (otw. 102), 9,8 m (otw. 157) w jednej ropy i 9,7 m (otw. 114) w 3 ropy. Węgiel brunatny często przechodzi w ropy lub mułki czarne i ciemnoszare, zawęglone z dodatkiem detrytusu roślinnego.

Pokłady węgla brunatnego grup III i II są rozdzielone serią międzywęglową, którą budują łupki ilaste z pyłem węglowym i łyszczykami, warstwowane poziomo, ciemnoszarobrunatne, ily brunatne, mułki warstwowane z łyszczykami, czarnobrunatne i szarobrunatne, ily miejscami zlustrowane szare, szare z odcieniem zielonym i szarozielone oraz piaski bardzo drobnoziarniste i pyłowate, kwarcowe z muskowitem, mułkowane, brunatne. Między pokładami jak i między ławami węgla brunatnego w pokładzie często występuje charakterystyczny poziom iłowców lub łupków ilastych węglistych, łyszczykowych z przełamem kostkowym (ily kostkowe), czarnych, o miąższości do 3,0 m (otw. 130).

II grupa pokładów – łużycka miocenu środkowego (pokład II), stanowi główny pokład węgla brunatnego na tym obszarze. Charakteryzuje się ona obecnością przeważnie dwóch ław, górnej i dolnej, ale mogą być 3 lub 4, przeławiconych iłami szarymi, zielono-siwymi, czarnymi, łupkami węglistymi, mułkami ilastymi lub piaskami. Ma ona największe rozprzestrzenienie na tym obszarze i miąższość od kilku do 13,4 (otw. 148), 17,4 (otw. 32) i 20,3 m (otw. 57) w dwóch ławach; 17,6 (otw. 9) i 19,4 m (otw. 26) w trzech ławach oraz 18,8 m (otw. 35) w 4 ławach. W części południowej i centralnej obszaru, w obrębie głębokiej i wąskiej, plejstocenijskiej rynny subglacjalnej, doliny Prążymnicy, pokład ten podobnie jak pokład III uległ rozmyciu na znacznej długości. Strop pokładu II zalega na głębokości od 153,1 (otw. 165) w Wielowcu i 156,6 m (otw. 77) w Ręszowie do maksymalnie 259,1 m (otw. 19) w Składowicach.

Występujące między ławami węglowymi ily są tłuste, pyłowato-piaszczyste, węgliste z lignitami oraz łyszczykowe, miejscami zlustrowane, z wtrąceniami i konkrecjami wapnistymi. Mają zabarwienie czarnobrunatne, szare, szare z odcieniem zielonym i szarozielone. Często w iłach są obecne okruchy ksyliatów, a niekiedy zwęglone pnie drzew tkwiące w pozycji pionowej. Ily zawierają również pojedyncze żwiry i otoczaki kwarcu mlecznego o średnicy dochodzącej do kilkunastu centymetrów (Jaroń i in., 1978). Barwa brunatna iłowców pochodzi od zawartej w nich substancji węglistej. Ponadto są tu obecne łupki węgliste, ciemnoszarobrunatne, mułki pyłowato-piaszczyste z łyszczykami, łupiące się kostkowo, wyróżniające się warstwowaniem poziomym, podkreślonym przez smugi pyłowato-piaszczystego kwarcu z łyszczykami oraz piaski szarobrunatne.

Badania palinologiczne węgla brunatnego z otworu 18, z głębokości 186,1–189,0 m, wykazują, że dominującą rolę w roślinności tego okresu odgrywały *Taxodiaceae–Cupressaceae* – z rodzajami *Sequoia*, *Myrica*, *Rhus*, *Quercus* oraz *Quercoidites henrici*. W niewielkich ilościach stwierdzono *Alnus*, *Picea*, *Tsuga* i *Fagus*. Zbliżony zestaw pyłkowy występuje w pokładach węgla brunatnego w wyższej części profilu, na głębokościach 160,3–165,3 i 169,3–172,5 m (Sadowska, Kuszell, 1979; Michalska, 1981). Charakterystyka palinologiczna serii węglowych z otworu 34 jest podobna

(Ziemińska, Niklewski, 1966). Omawiane pokłady zaliczono wówczas do miocenu środkowego (Sadowska, Kuszell, 1979).

Mięszczość osadów profilu obejmującego miocen dolny–środkowy wynosi od 29,8 (otw. 167) i 81,2 (otw. 124) do 115,0 m (otw. 28), średnio nieco ponad 63,0 m. Wydzielone osady występują na głębokości od 119,5 (otw. 170) do 251,0 m (otw. 10). Rzędna spągu waha się od 75,8 (otw. 167), 156,3 (otw. 151) i 167,0 m p.p.m. (otw. 29) do 174,0 m p.p.m. (otw. 9), średnio 128,0 m p.p.m. Najgłębiej granica to występuje w części zachodniej, a najpłycej w części południowo-wschodniej. Natomiast rzędna stropu – od 24,5 (otw. 170) do 117,0 m p.p.m. (otw. 29), średnio 65,0 m p.p.m.

Miocen środkowy

Iły, piaski, mułki i węgiel brunatny – formacje pawłowicka i poznańska. Powyżej II grupy pokładów formacji ścinawskiej występują osady formacji pawłowickiej z IIA grupą pokładów – lubińską węgla brunatnego oraz ogniwo ilów szarych formacji poznańskiej z I grupą pokładów – środkowopolską i IA grupą pokładów oczkowicką (Piwocki, 2004). Utwory te określane są również jako seria Mużakowa z soczewkami węgla brunatnego i pokładem „Henryk” w jej stropie oraz poziom ilów szarych z soczewkami węgla brunatnego w spągu serii poznańskiej (Dyjur, 1986). Profil wydzielonych osadów miocenu środkowego stanowią głównie utwory piaszczyste, miejscami mułkowane i ilaste o znacznej miąższości do kilkudziesięciu metrów (około 40–80 m) z wkładkami węgla brunatnego. Osady te są wykształcone w facji lądowej i brakicznej (Dyjur, Sadowska, 1977). Według nowszego podziału pokład „Henryk” odpowiada I grupie pokładów – środkowopolskiej formacji poznańskiej miocenu środkowego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Poziom formacji pawłowickiej wskazuje na wyraźną zmianę litologiczną osadów. Początkowo są to warstwy ilów szarych, brunatnych, zlustrowanych o miąższości kilku metrów, przechodzących miejscami w piaski i mułki z wkładkami węgla brunatnego. Węgiel brunatny tworzy poziom nieciągły z częstymi przerwami, przeważnie o charakterze sedymentacyjnym i erozyjnym. Stanowi on grupę pokładów IIA – lubińską, która jest określana również jako pokład towarzyszący, umiejscowiony pomiędzy II i I grupą pokładów (Sadowska, Kuszell, 1979). Nawiercono go w niewielu otworach. Występuje w jednej lub dwóch warstwach o miąższości od poniżej 1,0 m (otw. 17, 18) do 1,7 (otw. 45, 78) i 1,9 m (otw. 79). Strop pokładu występuje na głębokości od 129,0 m (otw. 45) do 155,5 (otw. 78) i 240,0 m (otw. 19). Rzędna powierzchni stropu węgla brunatnego wynosi od 26,0 (otw. 45) i 48,2 (otw. 18) do 57,0 m p.p.m. (otw. 19). Węgiel brunatny i iły nie wykazują większych różnic w spektrach pyłkowych w stosunku do osadów formacji ścinawskiej, leżących poniżej, zaznacza się tu

jednak spadek zawartości pyłków roślin ciepłolubnych, nieznaczny wzrost udziału roślin strefy umiarkowanej (Sadowska, Kuszell, 1977).

Powyżej osadów formacji pawłowickiej występuje ogniwo iłów szarych formacji poznańskiej z I grupą pokładów – środkowopolską (pokład „Henryk”) i IA grupą pokładów – oczkowicką. Ogniwo iłów szarych jest spągową częścią formacji poznańskiej w miocenie środkowym. Profil ten stanowią ility szare, brunatne, zawęglone, węgliste, z fragmentami lignitów, rzadziej ility szarozielone, oliwkoszare, stalowoszare, ciemnoszare, mułki ilasto-piaszczyste zielone i szare, szarobrunatne z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, kwarcowych z łyszczykami, szarych oraz węgiel brunatny. Warstwy piasków osiągają miąższość ponad 35 m (otw. 48, 81).

Pokład „Henryk” jest korelowany z pokładem środkowopolskim (Ziemińska, Niklewski, 1966; Raniecka-Bobrowska, 1970; Ciuk, 1970; Ziemińska-Tworzydło, 1974; Sadowska, 1977; Dyjor, Sadowska, 1977; Sadowska, Kuszell, 1979). Występuje on na całym obszarze arkusza w sposób ciągły za wyjątkiem obszaru erozyjnego rozcięcia plejstoceniowego w dolinie Prazimnicy i innych mniejszych nieciągłości. Nawiercono go na głębokości od 101,6 (otw. 78) do 207,3 m (otw. 19). Maksymalne miąższości węgla brunatnego tego pokładu na omawianym obszarze wynoszą 8,4 (otw. 78), 11,7 (otw. 131) i 12,0 m (otw. 66). Średnia miąższość waha się w granicach 4,0–6,0 m. Grupę I pokładów stanowią jedna (otw. 123, 124), dwie (otw. 116) lub kilka ław (otw. 80). Zdarza się także, że zamiast pokładu węgla występują ility szare, ciemnobrunatne i zawęglone, będące stratygraficznym odpowiednikiem pokładu węgla brunatnego. Rzędna powierzchni stropu pokładu wynosi od 41,9 m p.p.m. (otw. 149) na linii przekroju geologicznego, 33,8 m p.p.m. (otw. 26, 131), 29,1 m p.p.m. (otw. 7) do 1,6 m p.p.m. (otw. 78) i 0,9 m n.p.m. (otw. 165). Nie uwzględniono danych z otworu 152, pomimo dużych miąższości węgla brunatnego z uwagi na to, że był to otwór bezrdzeniowy.

Na obszarze arkusza Ścinawa wydzielono również węgiel brunatny IA grupy pokładów. Występuje on sporadycznie. Od niżej leżącej I grupy pokładów oddziela go kilkunastometrowa warstwa piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, szarych (otw. 81, 152) lub mułków i iłów szarych (otw. 155). Pokład IA nawiercono na głębokości 99,5–102,7 (otw. 81), 107,0–112,0 (otw. 152) i 115,5–116,0 m (otw. 155).

Osady formacji poznańskiej miocenu środkowego poddane były badaniom specjalistycznym (Michalska, 1979, 1981). Badania petrograficzne iłów z otworu 18 z głębokości 135,5 m wykazały wysoką zawartość biotyту – 54,5%, granatów – 22,9%, straurolitu – 9,1% oraz amfiboli, cyrkonu i dystenu po 4,5%. Zawartość minerałów nieprzezroczystych stanowi 94,6% całości. Skalenie są reprezentowane wyłącznie przez plagioklasy – 3,0%. Osady te cechuje słabe obtoczenie ziaren kwarcu, współczynnik R – 1,3. Badania petrograficzne piasków z głębokości 109,5 i 127,5 m (otw. 18)

wskazują na przewagę minerałów nieprzezroczystych, odpowiednio – 50,5 i 74,5%. Skalenie są reprezentowane przez plagioklasy – 13,8 i 12,0% oraz skalenie potasowe – 0,0 i 0,8%. Zawartość minerałów ciężkich wynosi odpowiednio: cyrkon – 8,3 i 14,7%, turmaliny – 14,6 i 15,7%, granaty – 15,0 i 22,7%, amfibole 6,0 i 11,0%, chloryty – 9,3 i 1,3%, biotyt – 10,0 i 0%. Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R, wynosi 1,46 i 1,14 (Michalska, 1979). Badania palinologiczne wykonane dla węgla brunatnego z głębokości 104,3–109,0 m (otw. 18) wykazały, że w spektrach dominują pyłki: *Taxodiaceae–Cupressaceae*, *Sequoia*, *Alnus*, *Nyssa*, *Quercus* i *Ilex*. Pyłków roślin ciepłolubnych stwierdzono niewielką ilość (Sadowska, Kuszell, 1979). Opisane spektra są charakterystyczne dla I serii łużyckiej (Ziemińska, Niklewski, 1966; Raniecka-Bobrowska, 1970; Ziemińska-Tworzydło, 1974; Sadowska, 1975, 1977; Dyjor, Sadowska, 1977; Sadowska, Kuszell, 1979). Odpowiada to I grupie pokładów.

Badania palinologiczne ilów szarych z okruchami węgla brunatnego, formacji poznańskiej miocenu środkowego, z głębokości 90,4–90,5 m (otw. 137), wykazały przewagę w spektrum roślin strefy umiarkowanej *Alnus*, *Salix*, *Fagus*, *Ulmus* i *Quercus*, przy wysokich wartościach *Taxodiaceae–Cupressaceae* i sporadycznie występujących rodzajach roślin ciepłolubnych (Sadowska, Kuszell, 1979; Michalska, 1981).

Opisane wyżej osady miocenu środkowego, obejmujące formację pawłowicką i ogniwo ilów szarych formacji poznańskiej, występują na całym obszarze arkusza Ścinawa, poza strefą głębokiej rynny subglacjalnej – doliny Prazimnicy. Strop tych osadów wyznaczony na podstawie profili otworów wiertniczych zalega na głębokości od 65,0 (otw. 92), 90,4 m (otw. 81) do 201,8 m (otw. 19), a rzędne powierzchni stropu wynoszą od 47,2 (otw. 1) i 2,0 m n.p.m. (otw. 17) do 55,5 m p.p.m. (otw. 122) w rymie subglacjalnej doliny Prazimnicy. Ich miąższość zmienia się od 9,7 (otw. 122), 39,8 m (otw. 77) do 100,0 (otw. 1, 29) i maksymalnie 113,5 m (otw. 39).

Miocen środkowy–górnny

Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny – formacja poznańska. Środkową część formacji poznańskiej stanowi ogniwo ilów zielonych z 0 grupą pokładów – orłowską w jego części stropowej, obejmujące okres od środkowej części miocenu środkowego do środkowej części miocenu górnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). W spągu graniczy ono z ogniwem ilów szarych lub bezpośrednio z I grupą pokładów węgla brunatnego miocenu środkowego, a w stropie – z ogniwem ilów płomienistych miocenu górnego–pliocenu. Opisane utwory są określane również jako poziom ilów zielonych serii poznańskiej z pokładem kędzierzyńskim węgla brunatnego w jego części spągowej (Dyjor, Sadowska, 1986).

Występujące tu ropy i mułki mają barwę zieloną, zielononiebieską, niebieskoszarą, niebieską, stalową. Sporadycznie spotyka się zabarwienie rdzawe, żółte lub pstre. Ropy są tłuste, twarde, miejscami zlustrowane. Mułki ilaste i pyłowato-piaszczyste są tej samej barwy co ropy oraz jasnoszare i szare. W serii ilastej i mułkowej spotyka się konglomeracje wapienne. Piaszki tworzące przewarstwienia mają niewielką miąższość, do kilku metrów. Są pyłowate, drobnoziarniste i średnioziarniste, często zailone lub ilaste, barwy szarej, zielononiebieskiej i szaroniebieskiej.

Sporadycznie wśród ropy zielonych i zielononiebieskich występują soczewki węgla brunatnego o niewielkiej miąższości. Wydzielono je na głębokości 178,1–178,9 (otw. 26) w Zalesiu, 96,5–97,0 m (otw. 77) w Ręszowie i 28,0–32,0 m (otw. 92) w Ścinawie. W profilu otworu 96 w Ścinawie na głębokości 41,0–81,0 m, wśród ropy zielonoszarych opisano cztery soczewki węgla brunatnego o miąższości od 0,5 do 3,0 m. Z uwagi na występowanie węgla brunatnego wśród ropy niebiesko-zielonoszarych, można je korelować z 0 grupą pokładów lub pokładem kędzierzyńskim.

Badania petrograficzne osadów mułkowych z okruchami węgla brunatnego z głębokości 57,5 m (otw. 18), wykazały, że w zespole minerałów ciężkich dominują: granaty – 39,0 %, cyrkon i turmaliny – po 16,7%, sillimanit i amfibole – po 5,5 %. Zawartość skałeni wynosi 6,8% i są to plagioklasy. Osady te wykazują słabe obtoczenie, współczynnik R wynosi 1,46 (Michalska, 1979).

Utwory ogniwa ropy zielonych formacji poznańskiej wydzielone na podstawie profili otworów wiertniczych występują na całym obszarze arkusza Ścinawa, poza rynną subglacjalną – doliny Prazimnicy. Ich miąższość wynosi od 30,5 (otw. 133) i 43,8 m (otw. 18) do 130,0 (otw. 22) i 136,6 m (otw. 7). Rzędna powierzchni stropu waha się od 1,5 (otw. 58) do 115,5 m n.p.m. (otw. 42).

Miocen górny

Ropy, piaszki i żwiry – formacja poznańska. Do osadów miocenu górnego włączono ropy pstre, tłuste, zlustrowane oraz ropy jasnoszare i szaroniebieskie z plamami brązowożółtymi lub wiśniowymi. Stanowią one ogniwo ropy płomienistych stropowej części formacji poznańskiej. Zabarwienie pstre ropy jest wynikiem procesów oksydacyjnych, w trakcie których siarczki żelaza rozsiane w ropy ulegając rozkładowi nadają im różne barwy (Łyczewska, 1964). Ropy miejscami są bardziej piaszczyste lub plastyczne i odróżniają się od osadów leżących powyżej i poniżej. Między warstwami ropy występują przeławiczenia piaszków średnioziarnistych i drobnoziarnistych, kwarcowo-skałeniowych, szarych i szaroniebieskordzawych, z domieszką żwirów kwarcu o średnicy do 3 cm. Miąższość serii piaszczysto-żwirowych wynosi do 7,2 m (otw. 27). W spągu ropy pstrych występuje ogniwo ropy zielonych formacji poznańskiej. Ropy zostały nawiercone na głębokości od 10,7 (otw. 102) do 87,0 m (otw. 53). Rzędna powierzchni ich stropu wynosi od 112,8 (otw. 102) do 44,0 m n.p.m.

(otw. 61), a rzędna powierzchni występuje na wysokości 39,2 (otw. 53) – 107,8 m n.p.m. (otw. 102). Miąższość serii iłów pstrych miocenu górnego wynosi od 2,8 (otw. 54) do maksymalnie 53,0 m (otw. 28), średnio jest to 17,0 m. Ponad serią iłów pstrych zalegają osady plejstocenu.

b. Mio-pliocen

Iły, mułki, piaski i żwiry. Do utworów mio-pliocenu zaliczono osady, które wykazywały cechy charakterystyczne dla stropowych osadów miocenu górnego i pliocenu dolnego. Są one reprezentowane przez iły i mułki z przewarstwieniami piasków i żwirów, będących odpowiednikiem serii iłów płomienistych, zamykających profil serii poznańskiej (Dyjor, Sadowska, 1977) lub też ogniwa iłów płomienistych formacji poznańskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Zostały one wydzielone w profilach otworów wiertniczych, jak również występują na powierzchni terenu. Sedymentacja tego kompleksu trwała w miocenie górnym i pliocenie, w stopniowo wysychającym zbiorniku wodnym (Dyjor, 1970; Łuczkowska, Dyjor, 1971). Iły są barwy jasnoszarej, ciemnoszarej, oliwkowozielonej, popielatej, szarozielonej, szaroniebieskiej i pstrej. Miejscami mają nacieki oraz plamy w kolorze żółto-brunatnym, czerwonym lub wiśniowym. W iłach spotyka się otoczaki kwarcu i kaolinu oraz konkrecje CaCO_3 (otw. 114). Iłom towarzyszą mułki ilaste lub bardziej piaszczyste o zabarwieniu szarym, popielatym, szarozielonym. W obrębie iłów i mułków spotyka się warstwy i soczewki piasków i żwirów o zróżnicowanej granulacji, od pyłowatych do gruboziarnistych, ostrokrawędzistych, słabo obtoczonych, kwarcowych i kwarcowo-skaleniowych, barwy szarej, jasnoszarej i szaropopielatej. Miąższość serii piaszczysto-żwirowej jest zróżnicowana i wynosi 11,0 (otw. 25), 30,5 (otw. 33) i 53,0 m (otw. 44). W sondach i odsłonięciach obserwowano płynne przejścia od iłów poprzez mułki ilaste do mułków (Michalska, 1981).

W niektórych otworach wiertniczych, np. w otworze 53 w Księginicach, na głębokości 84,5–86,7 m, występują pakiety iłów pstrych, na przemian z glinami zwałowymi, głównie zlodowaceń południowopolskich.

Miąższość osadów mio-pliocenu, w profilach otworów wiertniczych wynosi od 3,3 (otw. 123), 6,5 (otw. 155), 8,0 (otw. 92) do ponad 50,0 (otw. 44), 53,8 (otw. 113), 54,5 (otw. 33) i 54,7 m (otw. 142). W stropie utworów mio-pliocenu występują głównie osady plejstoceniowe, rzadziej plioceniowe.

Powierzchnia spągu osadów mio-pliocenu występuje na wysokości od 23,0 w Księginicach (otw. 59) do 109,1 m n.p.m. w okolicach Mleczna na Wzgórzach Dalkowskich (otw. 11), a powierzchnia stropu od 37,9 w Niemstowie (otw. 123) do 159,1 m n.p.m. (otw. 11), średnio 95,9 m n.p.m.

Wychodnie iłów i mułków mio-pliocenu stwierdzono na tarasach erozyjnych w Ścinawie, Buszkowicach, Kłopotowie, Wielwsi i na powierzchniach erozyjno-denudacyjnych w rejonie

Wądroża, Ręszowa, Turowa i Czerńca. W obrębie Wzgórz Dalkowskich na południowy zachód od Mleczna osiągają maksymalną wysokość około 175 m n.p.m. Najniżej pojawiają się w dolinie Odry i Zimnicy na wysokości około 95 m n.p.m. Tak scharakteryzowane utwory występują w obrębie arkusza Ścinawa w większości otworów wiertniczych, w sondach i odsłonięciach (Michalska, 1981).

Iły mio-pliocenu, jako surowce ceramiczne były w przeszłości (w XX wieku) eksploatowane w rejonie Ręszowa i były celem prac poszukiwawczych (Gruszecki i in., 2012).

c. Pliocen

Piaski i żwiry kwarcowo-skaleniove, iły, mułki i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka. Najmłodsze osady neogenu w granicach obszaru arkusza są związane z pliocenem i stanowią formację gozdnicką (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995), zwaną również serią Gozdnicy (Dyjur, 1966). Budują ją utwory rzeczne, piaski i żwiry kwarcowo-skaleniove oraz iły, mułki i gliny kaolinowe. Zostały one naniesione i akumulowane w formie stożków napływowych prazek sudeckich w skutek nasilenia ruchów tektonicznych fazy wołoskiej, a tu stanowią przedłużenie stożka napływowego Gromadki (Dyjur, Kuszell, 1975). Ówczesne rzeki na tym obszarze płynęły z Sudetów w kierunku północno-wschodnim i północnym. Litologiczne wykształcenie osadów, charakteryzujące się częstymi zmianami facjalnymi środowiska, może wskazywać na peryferyczny charakter sedymentacji. Według Dyjora (1966) przez obszar arkusza Ścinawa biegnie północno-wschodnia granica omawianych osadów (Michalska, 1981).

Utwory formacji gozdnickiej są wykształcone w postaci piasków gruboziarnistych, różnoziarnistych oraz żwirów i pospółek, głównie kwarcowych, ostrokrawędzistych, często zaglinionych lub zailonych, z domieszką skaolinizowanych białych skaleni. Mają barwę szarą, jasnoszarą, białoszarą i białą. W piaskach pyłowatych obecne są łyszczyki. Jasna barwa osadów pochodzi od domieszek kaolinu, będącego produktem wietrzenia skaleni. Głównymi składnikami żwirów i piasków są kwarc oraz skalenie silnie zwiertzałe. W mniejszej ilości występują lidyty, kwarcyty, łupki metamorficzne oraz granity sudeckie, porfiry i gnejsy. W otworach wiertniczych opisano ponadto iły ze skaolinizowanymi skaleniemi, jasnoszare, szare, czasem niebieskie lub zielonkawe, mułki piaszczyste z muskowitem i skaleniemi zwiertzałymi, jasnoszare i szaroniebieskie, mułowce ze żwirami kwarcowo-skalenioowymi, szare z plamami czerwonymi, piaski pyłowate z miką oraz żwiry i pospółki z otoczków skaleni i kwarcu.

Osady plioceńskie stwierdzono w profilach otworów wiertniczych w części zachodniej i południowej obszaru. Nawiercono je na głębokości od 2,0 (otw. 155) do 61,4 m (otw. 8). Miąższość osadów wynosi od 5,5 (otw. 161) do 38,0 m w rejonie Ustronia (otw. 36), Dąbrowy Górnej (otw. 37)

i 40,0 m w Składowicach (otw. 22) w otworach odwierconych w ramach poszukiwania rud miedzi. Rzędna powierzchni spągu wynosi od 47,8 (otw. 37) w Dąbrowie Górnej do 125,0 m n.p.m. (otw. 7) w Zalesiu.

Osady piaszczysto-żwirowe pliocenu występują na powierzchni terenu w okolicach Mleczna, Rudnej i Starej Rudnej. Gliny kaolinowe oraz mułki barwy białej i jasnoszarej opisano w okolicy Niemstowa, Toszowic i Mleczna. W profilu zazębiają się one z piaskami i żwirami formacji gozdniczkiej (Michalska, 1981). Najwyższej utwory te na powierzchni terenu stwierdzono w okolicach Juszwic i Mleczna na wysokości około 150 m n.p.m.

6. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe zalegają na utworach neogenu, osiągając największą miąższość w strefie głębokiej rynn subglacjalnej – doliny Prazimnicy – 158,8 (otw. 122), 153,0 (otw. 126) i 143,2 m (otw. 128), a uwzględniając sytuację z otworu 153 – nawet 216,0 m. Na powierzchniach płaskich i wyniesionych osadów czwartorzędowych często jest znacznie mniej niż w obniżeniach, dolinach czy rynnach. W oparciu o różnicowanie litologiczne i facjalne osadów występujących na powierzchni terenu i w profilach otworów wiertniczych, wyniki badań oraz dostępne opracowania wydzielono osady związane ze zlodowaceniami południowopolskimi, środkowopolskimi i północnopolskimi, w tym cztery serie utworów lodowcowych, przedzielonych osadami interglacjalnymi.

a. Plejstocen

Utwory zastoiskowe występujące na południowy zachód od Mleczna, wydzielono dla zgodności z arkuszem Lubin (Przybylski, Badura, 2015a, b). Są to łąy, mułki i piaski zastoiskowe zaburzone glacitektonicznie. Występują w lokalnym obniżeniu w obrębie Wzgórz Dalkowskich. Z uwagi na niejednoznaczną pozycję stratygraficzną, ich wiek został przyjęty na plejstocen nierozdzielony.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Łąy, mułki i piaski oraz zlepieńce neogenu rynn subglacjalnych. W otworze 153 w Niemstowie, pomiędzy otworami dokumentującymi pokłady węgla brunatnego, do głębokości 216,0 m nie nawiercono węgla brunatnego ani innych osadów świadczących o ciągłości pokładów węgla. Na odcinku od głębokości 75,0 m, pod typowo plejstoceńskimi utworami lodowcowymi, w profilu otworu stwierdzono osady charakterystyczne dla neogenu. Są to łąy szarozielone,

niebieskoszare, szare, z plamami żółtobrunatnymi, zlustrowane, mułki ilaste, ilasto-piaszczyste i piaszczyste, szare, szarozielone, szaroniebieskie, piaski o różnej granulacji w tym pyłowate z łuszczkami, szare, szarozółte, szaroniebieskie oraz zlepionce skaleniuowo-kwarcowe o lepiszczu ilastym. Na tym odcinku w profilu otworu nie stwierdzono obecności glin zwałowych ani gładów plejstocenu. Przyjmując, że zarówno lokalizacja otworu jak i jego profil są prawidłowe, to brak pokładów węgla brunatnego wskazywać może na głębokie rozcięcie nawet do poziomu 110,3 m p.p.m. W związku z trudnością wyjaśnienia braku serii węglowych w otworze i brakiem korelacji z profilami otworów z najbliższego sąsiedztwa, przyjęto, że są to (przemieszczone, redeponowane?) osady neogenu, którymi została wypełniona część rynny subglacialnej we wczesnym plejstocenie.

Gliny zwałowe. Nawiercone w otworach 122 i 130 na głębokości odpowiednio 158,5 i 129,0 m gliny zwałowe piaszczyste z drobnymi żwirami, ciemnoszare i szare oraz w otworze 128 na głębokości 138,3 m gliny zwałowe ze żwirami i wkładkami piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, szarych, są najgłębiej występującymi na obszarze arkusza Ścinawa osadami lodowcowymi. Zalegają one w stropie ilów szarych lub węgla brunatnego miocenu środkowego. Ich miąższość jest niewielka, od 0,3 (otw. 122) do 4,9 m (otw. 128). Rzędna powierzchni stropu wynosi 55,5 (otw. 122), 35,7 (otw. 128) i 27,5 m p.p.m. (otw. 130). Położenie hipsometryczne wydzielonej serii oraz że ponad nimi zalega jeszcze kilka poziomów glin zwałowych, może wskazywać, że są one związane z najstarszymi, występującymi tu zlodowaceniami południowopolskimi. Mimo braku jakichkolwiek badań włączono je do zlodowacenia Nidy.

Zlodowacenie Sanu 1

Piaski drobnoziarniste, nieco mułkowate, kwarcowo-skaleniowe, szarozółte i mułki zastoiskowe pyłowato-piaszczyste, szare, nawiercone na głębokości 147,2 m (otw. 122) zaliczono do zlodowacenia Sanu 1. Zalegają one pod utworami wodnolodowcowymi i glinami zwałowymi tego samego okresu. Miąższość ich wynosi 11,3 m, a rzędna stropu zalega na głębokości 43,9 m p.p.m. (Michalska, 1981). Piaski są jasnoszare, drobnoziarniste i średnioziarniste, kwarcowe, a ich miąższość to 31,0 m (otw. 126). Mułki są pyłowato-piaszczyste, zailone, szare, o miąższości 10,9 m (otw. 126). Występowanie piasków i mułków zastoiskowych tego okresu jest ograniczone do strefy rynny subglacialnej doliny Prazimnicy.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Piaski drobnoziarniste, średnioziarniste i gruboziarniste oraz żwiry i pojedyncze gładziki skał północnych, barwy szarej i szarozółtej, z niewielkimi wkładkami glin silnie piaszczystych ze żwirami i otoczakami, ciemnoszarej (otw. 122), zaliczono do osadów wodnolodowcowych. Wydzielono je na podstawie profili otworów wiertniczych z rejonu

rynny subglacialnej doliny Prazimnicy. Nawiercono je na głębokości od 113,0 (otw. 130) do 140,0 m (otw. 128), rzędna stropu – 37,4 (otw. 128), 34,7 (otw. 122) i 11,5 m p.p.m. (otw. 130). Miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi odpowiednio od 3,2 (otw. 128) do 16,0 m (otw. 130).

Gliny zwałowe i ich rezydua oraz piaski. Wiek utworów lodowcowych zlodowacenia Sanu 1 określono na podstawie ich pozycji w profilach otworów wiertniczych i kryteriów morfologicznych. Brak stanowisk palinologicznych nie pozwala na jednoznaczne określenie ich wieku. Gliny zwałowe występują w postaci nieciągłego poziomu, złożonego z pojedynczej warstwy lub z kilku warstw glin zwałowych i rozdzielających je piasków. Najlepiej zachowane są w strefie rynny subglacialnej (dolina Prazimnicy) w rejonie Niemstów–Sitno oraz w jej sąsiedztwie, w lokalnych obniżeniach. W strefie wysoczyznowej poziom ten najczęściej uległ całkowitemu zredukowaniu. W osi Prazimnicy, w spągu poziomu glin zwałowych jest spotykany bruk morenowy skał skandynawskich – granitów, kwarcytów, piaskowców, o miąższości do 2,1 (otw. 126), tworzący ich rezydua.

Omawiane gliny zwałowe są piaszczyste, z przewarstwieniami piasków i mułków oraz z głazami skał skandynawskich, w tym granitów i wapieni. Silnie reagują z HCl. Spotkać też w nich można porwaki iłów zielonych, szarych i pstrych. Gliny zwałowe są barwy szarej, ciemnoszarej i brunatnoszarej. Nawiercono je na głębokości od 24,0 (otw. 54) i 30,0 m (otw. 26) w rejonie Wzgórz Dalkowskich, 38,8 m (otw. 112) na Wysoczyźnie Lubińskiej do 113,3 (otw. 122) i 138,3 m (otw. 128) w części południowej obszaru arkusza. Ich miąższość w strefie Prazimnicy wynosi od 1,0 (otw. 123) do 8,0 m (otw. 145) w jednej warstwie, a miąższość serii glin zwałowych z przeławiczeniami piasków – od 9,6 (otw. 120), 15,5 (otw. 126) do 24,7 m (otw. 122), z tym że samych glin jest odpowiednio 8,6, 8,4 i 16,0 m. W strefie Wzgórz Dalkowskich miąższość glin zwałowych wynosi do kilku metrów, 4,9 m (otw. 32), a na wysoczyźnie – 1,2 m (otw. 112).

Rzędna stropu zalegania serii osadów lodowcowych wynosi od 45,5 (otw. 145) i 35,7 m n.p.m. (otw. 153) do 10,0 (otw. 122) i 13,9 m p.p.m. (otw. 128) w obrębie dolin, a na wysoczyźnie od 81,7 (otw. 112), 102,5 (otw. 19) do 137,5 m n.p.m. (otw. 26).

W spągu glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1 występują osady neogenu zwłaszcza na zboczach dolin i na wysoczyźnie, oraz starsze osady wodnolodowcowe i zastoiskowe.

Interglacjał ferdynandowski

Piaski, żwiry rzeczne i mułki jeziorne. Wyznaczenie osadów interglacialnych na obszarze arkusza Ścinawa jest umowne ze względu na brak badań. Zostały one wydzielone na podstawie opisów profili otworów wiertniczych i regionalną analizę paleogeograficzną. Serie osadów piaszczysto-żwirowych z wkładkami mułków występują jedynie w lokalnych, głębokich rozcięciach

doliny na wysoczyźnie oraz w rynnach subglacialnej doliny Prazimnicy. Nawiercono je na głębokości 16,5 (otw. 119), 30,0 (otw. 104), 55,5 (otw. 122) i 73,0 m (otw. 58). Tę miąższą serię budują piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, kwarcowe i kwarcowo-skalenkowe, miejscami mułkowate, szare, żwiry różnokruchove, kwarcowe oraz mułki warstwowane, szare. Miąższość mułków dochodzi do 4,7 m (otw. 122). W wyższych częściach zboczy doliny odpowiadają tym utworom żwiry do 6,3 m miąższości (otw. 153). Charakter osadów wskazuje na silne rozmycie i redepozycję utworów wierzchowinowych (Michalska, 1981). Miąższość osadów interglacialnych wynosi od 3,6 (otw. 123) do 57,8 m (otw. 122) w części południowej i 50,0 m (otw. 58) w głębokim obniżeniu w Księginicach w części zachodniej obszaru arkusza. Rzędna stropu zalegania osadów występuje na głębokości od 2,8 (otw. 128) do 42,0 (otw. 153) i 89,7 m n.p.m. (otw. 104). Profil otworu 58 pod glinami zwałowymi od głębokości 6,0 m występują mułki i piaski plejstocenyjskie do stropu neogenu do głębokości 123,0 m.

Zlodowacenie Sanu 2

Piaski, mułki i ropy zastoiskowe stwierdzono w kilkunastu otworach wiertniczych. Tworzą je piaski pyłowate z domieszką piasków drobnoziarnistych, mułkowate, miejscami zailone, szare oraz mułki pyłowato-piaszczyste i ilaste, drobno laminowane, miejscami z łuszczkami, szare, jasnoszare, zielonkawe i szarooliwkowe, reagujące z HCl oraz ropy zastoiskowe warwowe, warstwowane, barwy ciemnoszarej lub szarobrązowej, szarej z odcieniem brunatnooliwkowym. Horyzontalne warstwowanie tych osadów, wyrażające się w następstwie jasnych i ciemnych lamin wskazuje na sedymentację typu zastoiskowego. W strefie doliny Prazimnicy omawiane utwory leżą na osadach interglacialnych (otw. 58, 119, 122, 153) lub na utworach neogenu (otw. 116, 137), a na wysoczyźnie – na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 1 (otw. 10, 53) lub bezpośrednio na utworach neogenu (otw. 70, 110), podobnie jak w dolinie Odry (otw. 48).

Maksymalna miąższość tych osadów stwierdzona w Księginicach w zachodniej części obszaru arkusza wynosi 44,0 (otw. 58), 27,2 (otw. 53) i 25,2 m (otw. 26), a minimalna – 1,5 m w Czerńcu (otw. 116). Seria ta występuje na głębokości od 14,8 (otw. 119), 29,0 (otw. 58) do 63,9 m (otw. 53). Ich strop stwierdzono na wysokości 39,3 (otw. 137), 49,7 (otw. 153) i 50,3 m n.p.m. (otw. 122) w rynnach Prazimnicy oraz 48,0 m n.p.m. (otw. 48) w dolinie Odry, a na wysoczyźnie osiąga wartość 74,7 (otw. 53), 115,2 (otw. 10) i 135,7 m n.p.m. (otw. 26). Tak miąższa seria utworów zastoiskowych świadczy o istnieniu zbiornika w dolinie Prazimnicy utworzonego przed czołem lądolodu stadiału górnego zlodowaceń południowopolskich, co bezpośrednio wiązało się to z długim postojem lądolodu, który tamował odpływ wód w kierunku północnym (Michalska, 1981).

Badania petrograficzne wykonane dla próbki iłów warwowych z głębokości 65,5 m (otw. 137) wskazują, że w zespole minerałów ciężkich dominują: chloryty – 22,8%, biotyt – 20,1%, granaty – 17,9%, amfibole – 16,8%, epidot i cyrkon – po 5,4%. Badania próbki mułków ilastych z głębokości 81,5 m tego samego otworu odają następujący skład minerałów ciężkich: cyrkon – 27%, granaty – 25,6%, turmaliny – 6,2%, amfibole – 5,7, epidot – 5,5, biotyt i chloryty – po 3,9% (Michalska, 1979, 1981).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Są to piaski drobnoziarniste, średnioziarniste, gruboziarniste, miejscami różnoziarniste, kwarcowo-skalenkowe i kwarcowe oraz żwiry z pojedynczymi głazikami skał północnych o zabarwieniu szarym, żółtoszarym. Wśród warstw piasków są spotykane drobne wkładki iłów pyłowatych i przewarstwienia glin zwałowych, piaszczystych, szarych lub brunatnych. Piaski i żwiry wodnolodowcowe z okresu poprzedzającego zlodowacenie, występują na osadach zastoiskowych zlodowacenia Sanu 2 (otw. 137), na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 1 (otw. 20, 112, 128, 145) lub bezpośrednio na utworach neogenu (otw. 116, 143). Miąższość serii piaszczysto-żwirowej wynosi od 4,6 (otw. 137), 19,0 (otw. 145), 29,7 (otw. 20) do 32,6 m (otw. 128). Rzędna powierzchni stropu jest na wysokości 64,5 (otw. 145) i 73,7 m n.p.m. (otw. 143) w obniżeniu dolinnym w części południowo-zachodniej obszaru i 132,2 m n.p.m. (otw. 20) na wysoczyźnie. Przeważająca część tych utworów występuje w strefie wysoczyznowej.

Gliny zwałowe, piaski i żwiry oraz bruk morenowy. Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 są najstarszymi utworami plejstocenu, występującym sporadycznie na powierzchni terenu. Opisano je w Ścinawie na tarasie erozyjnym, na wysokości około 95 m n.p.m. oraz we wkopie wykonanym pod linię kolejową na wysokości około 102 m n.p.m. (Michalska, 1981). W otworach wiertniczych gliny zwałowe, miejscami z przewarstwieniami piasków i żwirów, zostały stwierdzone prawie na całym obszarze arkusza Ścinawa. W profilach otworów wiertniczych seria morenowa jest złożona z jednej lub kilku warstw glin zwałowych przedzielonych utworami piaszczystymi. Gliny zwałowe są piaszczyste, ze żwirami i głazami skał skandynawskich, barwy szarej, ciemnoszarej, szarobrunatnej oraz rzadziej szaropopielatej i brunatnordzawej. Przewarstwienia piaszczyste między warstwami glin dochodzą do kilku metrów. Są to piaski drobnoziarniste, średnioziarniste, kwarcowo-skalenkowe i kwarcowe, z domieszką żwirów i pojedynczych głazików skał skandynawskich, szare. Wśród glin występują lokalnie porwaki iłów ciemnoszarych, pstrych lub zielononiebieskich neogenu. Powierzchnie głazów charakteryzują się znacznym stopniem zwietrzenia (Michalska, 1981).

W Buszkowicach Małych, w dolinie Odry, w otworze kartograficznym (otw. 18) na głębokości 55,0–55,4 m nawiercono żwiry z głazami materiału skandynawskiego o średnicy do 0,2 m stanowiące bruk morenowy, leżący na granicy z utworami neogenu. Takie fragmentaryczne zachowanie

osadów uznanych za morenowe z okresu zlodowacenia Sanu 2, wskazuje na silną erozję, która miała miejsce w interglacjale wielkim w pradolinie Odry i Zimnicy, a także na obszarach sąsiednich – w pradolinie Baryczy (Michalska, 1981).

Mięszość glin zwałowych jest zróżnicowana, od 0,8 m (otw. 15) w Obniżeniu Ścinawskim, 4,0 m (otw. 112) do 19,0 m (otw. 21) w jednej warstwie na wysoczyźnie, do maksymalnie 27,7 (otw. 130), 28,4 (otw. 128) i 32,0 m (otw. 122) z przerostami piasków w dolinie Prazimnicy oraz 70,5 m (otw. 24) na przedpolu Wzgórzach Dalkowskich, gdzie wypełniają głęboką rynną. Gliny zwałowe zalegają na głębokości od 7,2 (otw. 15), 17,0 (otw. 21) i 28,8 m (otw. 112) do maksymalnie 65,2 (otw. 126) i 77,0 m (otw. 128). W Ścinawie (otw. 95) gliny zwałowe nawiercono na głębokości 16,0 m, na rzędnej 86,0 m n.p.m., ich mięszość wynosi 19,8 m, z tego spągowe 9,0 m stanowią ility szare z glinami zwałowymi i żwirami skał skandynawskich.

Rzędna stropu zalegania tych osadów w strefie doliny Prazimnicy wynosi od 25,6 (otw. 128) do 82,3 m n.p.m. (otw. 122). Na wysoczyźnie strop omawianych utworów lodowcowych nawiercono na rzędnych 89,5 (otw. 70), 116,0 (otw. 10), 137,0 (otw. 20) i maksymalnie 159,3 m n.p.m. (otw. 7).

Współczynniki petrograficzne obliczone dla glin zwałowych z przekopu w Ścinawie wynoszą: O/K – 1,32, K/W – 0,94, A/B – 0,84 (Michalska, 1981) i są typowe dla glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2 (Masłowska, 1999).

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w strefie doliny Młynówki, na wysokości poniżej 118,0 m n.p.m. wydzielono również gliny zwałowe tego zlodowacenia na powierzchni terenu w celu ustalenia zgodności na styku z obszarem arkusza Lubin (Przybylski, Badura, 2015b).

Interglacja wielki

Interglacja mazowiecki

Piaski, żwiry rzeczne i mułki jeziorne. Osady interglacjalne mazowieckiego wydzielono na podstawie opisów profili otworów wiertniczych oraz badań litologiczno-petrograficznych z otworu 18 w Buszkowicach Małych i korelację z profilem osadów z pradoliny Baryczy (Szczepankiewicz, 1969; Dyjor, Kuszell, 1975). Spotyka się je głównie w obniżeniach dolinnych. Leżą na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2 (otw. 123) lub na jej rezyduach (otw. 18), na osadach zastoi-skowych (otw. 48) i wodnolodowcowych (otw. 145) tego zlodowacenia, jak też na osadach neogenu (otw. 121, 124).

Osady interglacjalne były akumulowane w dolinach rzecznych i obniżeniach. Są one reprezentowane przez piaski różnoziarniste ze żwirami, piaski pyłowate, drobnoziarniste, średnioziarniste i gruboziarniste, kwarcowo-skalenkowe i kwarcowe, żwiry o różnej granulacji oraz sporadycznie

mułki piaszczysto-ilaste, miejscami laminowane, z łuszczkami, typu warwowego. W piaskach spotyka się otoczaki skał północnych krystalicznych i osadowych. Utwory są barwy szarej, jasnoszarej, ciemnoszarej, szaróżółtej. W otworze 18 stwierdzono piaski gruboziarniste i różnoziarniste z domieszką drobnych żwirków, jasnoszare, a w otworze 123 – piaski jasnoszare i szare oraz mułki ilaste słabo związane z pojedynczymi blaszkami łuszczków, warstwowane poziomo piaskami.

Seria utworów interglacialnych została nawiercona na głębokości od 11,7 (otw. 53), 25,0 (otw. 117) do 61,4 m (otw. 19). Jej miąższość wynosi od 5,2 (otw. 157), 10,6 (otw. 121) do maksymalnie 41,7 m (otw. 128), a rzędna zalegania stropu waha się od 59,0 (otw. 18) do maksymalnie 141,9 m n.p.m. (otw. 6).

Analiza profili archiwalnych otworów wiertniczych, w których wydzielono osady interglacialne pozwala stwierdzić, że w obrębie największych obniżzeń występują piaski różnoziarniste i żwiry, natomiast na zboczach i w strefach przyległych w piaskach szarych występują przewarstwienia piasków pyłowatych i mułków szarych co świadczy o sedymentacji wód powodziowych. W otworze 127 w Ręszowie w piaskach drobnoziarnistych natrafiono na głębokości 25,0–25,5 m na pień drzewa (Michalska, 1981).

W otworze 18 na głębokości od 31,0 do 55,0 m przewiercono osady piaszczyste, których cechy petrograficzne wskazują na środowisko rzeczne. W skład minerałów ciężkich wchodzi: granaty – 29,3%, turmaliny – 13,5%, cyrkon – 16,0%, epidot – 13,0% i staurolit – 10,7% (Michalska, 1979).

Złodowacenia środkowopolskie

Złodowacenie Odry

Mułki, iły i piaski zastoiskowe. Na obszarze arkusza Ścinawa osady zastoiskowe występują w formie mniejszych lub większych płatów na powierzchni terenu w okolicy Niemstowa i Parszowic na południe od doliny Zimnicy na wysokości około 105–120 m n.p.m., a w okolicy Tymowej, Ustronia i Juszowic w północnej części obszaru arkusza na wysokości od około 110 m n.p.m. do ponad 140,0 m n.p.m. Ponadto stwierdzono je w wielu profilach otworów wiertniczych na obszarze arkusza poza doliną Odry.

Osady zastoiskowe są wykształcone w postaci naprzemianległych warstw mułków, iłów warwowych, piasków pyłowatych i drobnoziarnistych, a miejscami i średnioziarnistych z drobnymi żwirami. Poszczególne warstewki charakteryzują się zmienną miąższością i zabarwieniem, co jest związane z zawartością tlenków i wodorotlenków żelaza. Barwa osadów jest najczęściej szara, jasnoszara, szarobrazowa, szarozielona lub ciemnoszara (odslonięcie na północ od Mleczna, Michalska, 1981). W składzie petrograficznym stwierdzono kwarc, skalenie, łuszczki oraz minerały ilaste. Mułki i iły

warwowe reagują z kwasem solnym. Piaski drobnoziarniste składają się z ziaren kwarcu przemieszanych z okruchami skaleni i blaszkami łyszczyków. Sporadycznie reagują z kwasem solnym (Michalska, 1981). W otworze 157 stwierdzono mułki szarobrunatne i szare, ilaste z plamami wiśniowymi, z pojedynczymi łyszczykami oraz z przerostami piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, szarych i szarozółtych na głębokości 7,5–33,0 m.

Utwory zastoiskowe występują na głębokości od 2,3 (otw. 15), 8,6 (otw. 149), 24,5 m (otw. 153) do maksymalnie 57,8 m (otw. 19), przy rzędnej ich stropu od 162,9 (otw. 7), 148,0 (otw. 23) i 125,2 m n.p.m. (otw. 19) do 69,2 (otw. 128) i 71,7 m n.p.m. (otw. 133). Ich miąższość jest zróżnicowana i wynosi od 1,9 (otw. 54, 128), 9,3 (otw. 123), 17,9 (otw. 149), 25,5 (otw. 157) i 23,0 m (otw. 58) w głębokim obniżeniu w Księginicach, z czego 5,0 m to mułki, a 18,0 m – piaski.

Utwory zastoiskowe zlodowacenia Odry leżą na ogół pod glinami zwałowymi lub pod osadami wodnolodowcowymi z fazy anaglacjalnej tego zlodowacenia oraz na glinach zwałowych starszego zlodowacenia. Wykazują one również zaburzenia, prawdopodobnie glacitektoniczne, które stwierdzono w odsłonięciu na północ od Mleczna (Michalska, 1981).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) stwierdzono w wielu otworach wiertniczych na obszarze arkusza Ścinawa, poza doliną Odry, a na powierzchni terenu odsłaniają się miejscami, tworząc nieregularne wystąpienia. W południowej części obszaru wydzielono je na długich stokach, na wysokości około 100,0–115,0 m n.p.m. W okolicy Kłopotowa i Księginic, gdzie tworzą wychodnie spod utworów morenowych zlodowacenia Odry i osiągają wysokość około 120,0–130,0 m n.p.m.

Osady wodnolodowcowe są wykształcone jako piaski średnioziarniste, gruboziarniste i różnoziarniste z domieszką żwirów oraz żwiry. Barwa osadu jest najczęściej szarozółta, rdzawozółta lub żółta.

W otworach wiertniczych osady piaszczysto-żwirowe zaliczone do utworów wodnolodowcowych dolnych nawiercone są na głębokości od 3,0 (otw. 53) i 22,3 m (otw. 143) do maksymalnie 43,2 m (otw. 55). Rzędna powierzchni stropu jest na poziomie od 69,2 m n.p.m. (otw. 130) w dolinie Zimnicy do 163,8 (otw. 19) i 168,0 m n.p.m. (otw. 7) w rejonie Zalesia w obrębie Wzgórz Dalkowskich. Miąższość piasków i żwirów wynosi od 1,0 (otw. 53) i 10,7 m (otw. 143) do maksymalnie 25,2 (otw. 145) i 38,6 m (otw. 19). Pełna ich miąższość nie jest znana, bowiem na obszarze Wzgórz Dalkowskich piaski i żwiry wodnolodowcowe dolne mogą zazębiać się z piaskami i żwirami wodnolodowcowymi górnymi tego zlodowacenia (Michalska, 1981). Osady wodnolodowcowe dolne zlodowacenia Odry występują najczęściej na utworach zastoiskowych tego zlodowacenia, na utworach

starszych zlodowaceń, rzadziej na łożach neogenu. W ich stropie zwykle zalegają gliny zwałowe tego zlodowacenia.

Badania granulometryczno-mineralogiczne osadów z głębokości 5,0 m w odsłonięciu w Parszowicach wskazują na dominację wśród minerałów ciężkich: granaty (29,7%), turmaliny (24,8%) i amfibole (21,5%), a wśród ziaren kwarcu dominują częściowo obtoczone, 72,3% (Michalska, 1979).

Gliny zwałowe, piaski i żwiry występują w formie płatów na całym obszarze arkusza Ścinawa na powierzchni terenu i w profilach otworów wiertniczych. W dolinach Odry i Zimnicy poziom morenowy zachował się fragmentarycznie, czasem w formie rumoszy, bruków, żwirów i głazów (otw. 50, 123). Na powierzchni terenu gliny zwałowe występują na wysokościach od 100,0 do 120,0 m n.p.m. w okolicy Olszan, Wądroża, Tymowej i Turowa, 100,0–125,0 m n.p.m. w południowej części obszaru arkusza na wysoczyźnie od Niemstowa do Dziewina, a w zachodniej jego części w okolicy Siedlce–Księginice występują na wysokościach około 120,0–140,0 m n.p.m. W obrębie Wzgórz Dalkowskich, na wysoko zalegającej powierzchni podczwartorzędowej, strop glin zwałowych osiąga wysokości około 140,0–175,0 m n.p.m. Płaty glin zwałowych ukazują się tu na powierzchniach denudacyjnych i na zboczach wzgórz spod utworów młodszych zlodowacenia Odry. Gliny zwałowe są piaszczyste, ze żwirami i głazami, silnie reagują z HCl, są barwy szarej, żółtoszarej, brunatnożółtej i brunatnoszarej.

Badania granulometryczno-mineralogiczne były wykonane dla glin zwałowych z otworu 137 w Ścinawie z trzech głębokości: 1,5; 8,0 i 29,5 m (Michalska, 1979). Wśród minerałów ciężkich, oprócz minerałów typowych dla osadów czwartorzędowych, występują, szczególnie w spągu, zwiększone ilości minerałów przeważających w osadach neogeńskich. Zawartość wybranych minerałów ciężkich wynosi: granaty 22,0–30,4%, amfibole 15,1–33,6%, cyrkon 3,8–29,4%, turmaliny 5,7–11,8%, biotyt 1,3–4,2% (Michalska, 1979). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – 0,86, K/W – 1,28, A/B – 0,72 (Michalska, 1981). Są one typowe dla glin zwałowych ze Smolnej (Czerwonka i in., 1997; Czerwonka, 2004), jak i dla rejonu Polski północno-zachodniej (Masłowska, 1999).

W części otworów wiertniczych obserwuje się dwudzielność utworów lodowcowych starszego ze zlodowaceń środkowopolskich. Osadem rozdzielającym są piaski drobnoziarniste lub różnoziarniste, kwarcowo-skalenkowe, miejscami ze żwirami. Podobne obserwacje miał Morawski (1976) w obrębie Wzgórz Dalkowskich (Michalska, 1981). Serię tę stanowią piaski różnoziarniste, barwy szarej lub jasnoszarej, ze żwirami o ziarnach średnicy do 1 cm. Cechy mineralogiczno-petrograficzne tych osadów są zbliżone do cech samych glin zwałowych. W próbce osadów piaszczysto-żwirowych rozdzielających gliny zwałowe zlodowacenia Odry z otworu kartograficznego (otw. 137)

z głębokości 24,8 m, stwierdzono w zespole minerałów ciężkich m.in.: granaty (37,7%), amfibole (20,0%), turmaliny (7,0%) (Michalska, 1979).

Gliny zwałowe w otworach wiertniczych są nawiercane na głębokości od 0,3 (otw. 12, 21, 80) do 28,6 m (otw. 38) na wysoczyźnie, a w dolinie Odry na głębokości od 1,3 (otw. 49) do 32,0 m (otw. 52). Ich miąższość dochodzi maksymalnie do 23,7 (otw. 153), 26,8 (otw. 16) i 31,5 m z przerostem piasków i żwirów (otw. 137). Rzędna stropu serii morenowej zlodowacenia Odry zalega na wysokości 166,8 (otw. 26), 154,3 (otw. 20) i 114,6 m n.p.m. (otw. 3) na wysoczyźnie w rejonie Wzgórz Dalkowskich, do 87,5 (otw. 123) w dolinie Zimnicy i 58,9 m n.p.m. (otw. 52) w dolinie Odry.

Omawiane osady występują na osadach wodnolodowcowych, zastoiskowych lub na utworach neogenu.

Piaski, żwiry i głązy lodowcowe tworzą na powierzchni terenu nieregularne płyty, pokrywające gliny zwałowe zlodowacenia Odry lub też z nimi się zazębiają. Występują na wysoczyźnie morenowej na południe od doliny Zimnicy, w okolicy Niemstowa, na wysokości od około 120 m n.p.m. oraz na północ od doliny Zimnicy i na obszarze Wzgórz Dalkowskich na wysokości od około 130 do ponad 150,0 m n.p.m. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, barwy szarej lub jasnoszarej, żwiry o średnicy ziaren do kilku centymetrów, szare i głązy skał skandynawskich, wśród których dominują granity, gnejsy, kwarcyty, kwarc i porfiry. Stwierdzona miąższość osadów lodowcowych wynosi około 5 m (Michalska, 1981).

Efektom deglacjacji lądolodu zlodowacenia Odry są piaski, żwiry, gliny zwałowe i głązy morenczołowych. Występują one w północno-zachodniej części obszaru arkusza na Wzgórzach Dalkowskich. Budują powierzchnię na wysokościach od około 130,0 w rejonie Wądroża do ponad 190,0 m n.p.m. w okolicy Mleczna i Zalesia. Osady piaszczysto-żwirowe są często zaglinione, zailone, bezstrukturalne lub warstwowane skośnie, barwy jasnożółtej, brunatnożółtej lub żółtej. Wśród żwirów występują ziarna: kwarcu, granitów, kwarcytów, litytów, piaskowców kwarcowych, porfirów skandynawskich. Miąższość utworów morenowych nie jest dokładnie znana, prawdopodobnie wynosi 10,0–15,0 m (Michalska, 1981). Na powierzchni terenu spotyka się liczne głązy narzutowe skał skandynawskich różnej wielkości. Nierzadko są to głązy o długości osi dłuższej ponad 1,5 m.

Piaski, żwiry i mułki kemów wydzielono w północno-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie zalegają na glinach zwałowych zlodowacenia Odry. Wzdłuż erozyjnej doliny wód roztopowych, w okolicach Chełmka Wołowskiego i Dziewina, występują one na wysokościach około 100–130 m n.p.m. W obrębie Wzgórz Dalkowskich, w rejonie Wądroża, Toszowic, Dąbrowy Środkowej i Górnej, Ustronia, Składowic i Księginic osiągają wysokość do około 165 m n.p.m. Kemy są

zbudowane z piasków drobnoziarnistych, przewarstwionych mułkami z wkładkami drobnych żwirów lub też piasków średnioziarnistych, przewarstwionych mułkami i piaskami gruboziarnistymi, o barwie od jasnożółtej do szarożółtej. Osady są poziomo warstwowane, a szczególnie w części stropowej, warstewki zapadają monoklinalnie w różnych kierunkach, co jest efektem obsuwania się krawędzi kemu w miarę topnienia lodu i późniejszych procesów denudacyjno-stokowych (Michalska, 1981).

Badania petrograficzne osadów z odsłonięcia w Chełmku Wołowskim wskazują na zespół minerałów ciężkich charakterystyczny dla osadów glacialnych: granaty – 25,2%, amfibole – 19,4%, cyrkon – 18,4%, turmaliny – 8,7%, epidot i biotyt – po 7,8%. Wśród ziaren kwarcu dominują częściowo obtoczone, 61,7%, i obtoczone, 27,3%, a współczynnik obtoczenia R wynosi 0,71 (Michalska, 1979). Miąższość utworów kemowych miejscami przekracza kilkanaście metrów.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) leżą na glinach zwałowych zlodowacenia Odry lub kontaktują bezpośrednio z piaskami i żwirami wodnolodowcowymi dolnymi. Mają charakter osadów związanych z deglacją arealną. Utwory te występują w obrębie Wzgórz Dalkowskich na wysokości od 135,0 do 180,0 m n.p.m. oraz na południe i południowy wschód od nich na wysokości od poniżej 100,0 do 130,0 m n.p.m. Do piasków i żwirów wodnolodowcowych górnych zaliczono piaski, żwiry i gładziki zbudowane głównie z kwarcu (80% w piaskach, 60% w żwirach). Ponadto występują tu małe gładziki granitów, gnejsów, porfirów, kwarcytów skandynawskich, litytów, krzemieni, piaskowców kwarcowych i wapieni (Michalska, 1981). Warstwowanie osadów jest na ogół skośne, o upadzie generalnie skierowanym pod kątem 10–20° na SW. Spotyka się również osady o słabo widocznym warstwowaniu lub warstwowaniu przekątnym (Michalska, 1981). Miąższość osadów piaszczysto-żwirowych wyznaczona w oparciu o profile otworów wiertniczych wynosi od około 1,0 (otw. 144) do 25,5 m (otw. 173) w części południowej obszaru arkusza, 5,6 m (otw. 79) w jego części środkowej do 14,0 (otw. 36), 33,0 (otw. 1) i 35,5 m (otw. 10) w rejonie Wzgórz Dalkowskich.

Pokrywa osadów plejstoceniowych, głównie piasków i żwirów wodnolodowcowych nad neogennymi łożyskami pstrymi w obrębie wzniesienia w rejonie Kłopotowa nad doliną Zimnicy ma niewielką miąższość i wynosi kilka metrów: 1,5 m – piaski i żwiry (otw. 103), 6,5 m – piaski (otw. 105), 4,6 m – żwiry i 3,5 gliny zwałowe (otw. 109), 5,3 m – pospółka (otw. 142). Jej strop zalega tu na poziomie ponad 123 m n.p.m. Od północy forma ta jest ograniczona obniżeniem stropu utworów neogenu do poziomu prawie 60 m n.p.m. (otw. 104).

Piaski, mułki i ropy zastoiskowe na powierzchni terenu występują w rejonie doliny Zimnicy na wysokości około 100,0–110,0 m n.p.m. na glinach zwałowych zlodowacenia Odry i osadach neogenu oraz w obrębie i na obrzeżach Wzgórz Dalkowskich na wysokości około

130,0–170,0 m n.p.m. na glinach zwałowych zlodowacenia Odry. Ponadto stwierdzono je w profilach otworów wiertniczych pod nakładem osadów młodszych. W dolinie Zimnicy przeważają piaski drobnoziarniste i pyłowate, szare, z mułkami zastoiskowymi. W rejonie Zalesie występują mułki z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych, szczególnie w partiach spągowych, barwy szarej lub szarozółtej, nie reagujące z HCl (Michalska, 1981). W opisach profili otworów wiertniczych są to mułki pyłowato-piaszczyste, ilaste, miejscami warwowe z łyszczykami, szare i ciemnoszare, reagujące często z HCl oraz piaski drobnoziarniste i pyłowate, mułkowate, szare. Wydzielone osady występują na głębokości od 0,5 (otw. 77, 148) do 6,5 m (otw. 25, 48), przy rzędnej stropu 86,5 (otw. 48), 110,0 (otw. 67) i 124,5 m n.p.m. (otw. 25). Miąższość serii zastoiskowej wynosi 2,0 (otw. 148), 7,6 (otw. 123), 19,0 (otw. 130), 22,1 (otw. 67) i 24,0 m (otw. 48). Utwory te utworzyły się prawdopodobnie w lokalnych zagłębieniach terenu w czasie deglacjacji lądolodu zlodowacenia Odry.

Zlodowacenie Warty

Piaski, żwiry i mułki rzeczno-wodnolodowcowe. Osady piaszczysto-żwirowe, występujące na pograniczu wysoczyzny morenowej z dolinami Odry i Zimnicy zinterpretowano jako rzeczno-wodnolodowcowe. Zalegają one na wysokości od około 95,0 m n.p.m. w rejonie Dębca i Chełmka Wołowskiego, 98,0 m n.p.m. na południe od Ścinawy w okolicy Dłużyc, 99,0 m n.p.m. w części północnej obszaru arkusza do 114,0 m n.p.m. w południowo-zachodniej jego części w rejonie Zwierzyńca w dolinie Zimnicy. W odsłonięciu w Ścinawie stwierdzono 12,0 m miąższości tych osadów (Michalska, 1981). Stanowią je osady rzeczne, piaski gruboziarniste i średnioziarniste z przewarstwieniami żwirów i piasków drobnoziarnistych i czasami cienkimi wkładkami mułków. Są one barwy jasnożółtej, żółtej, szarozółtej do brązowordzawej. Utwory są warstwowane krzyżowo lub skośnie przy upadzie warstw skośnych pod kątem 5–10° na N lub NE. Badania petrograficzne osadów z tego odsłonięcia z głębokości 3,0 i 5,0 m wykazały obecność granatów, odpowiednio 33,3 i 12,5%, amfiboli 22,7 i 12,5%, cyrkonu 5,5 i 37,5%, turmalinów 11,1 i 25,0% (Michalska, 1979). Lokalnie, w okolicy Przychowej, obok osadów rzecznych występują piaski różnoziarniste ze żwirami, które wykazują cechy utworów wodnolodowcowych. Punktowe nagromadzenie żwirów grubo-okruchowych materiału północnego o średnicy 7–8 cm może wskazywać na rozmycie glin zwałowych (Michalska, 1981). Według profili otworów wiertniczych piaski i żwiry przyjęte za rzeczno-wodnolodowcowe mają miąższość od poniżej 1,0 (otw. 143) do 14,3 m (otw. 121). Dominują wśród nich piaski różnoziarniste, kwarcowo-skalenkowe, szarozółte, szare i jasnożółte, ale są też piaski drobnoziarniste, średnioziarniste i gruboziarniste z pojedynczymi żwirami i otoczkami oraz

żwiry, głównie kwarcowe, szare. Osady te budują plejstoceni taras erozyjno-akumulacyjny, włożony w rozcięty poziom glin zwałowych zlodowacenia Odry lub leżący na nich.

Obecność tych osadów w Obniżeniu Ścinawskim może być związana z przepływem wód z pradoliny wrocławsko-magdeburskiej w kierunku pradoliny głogowsko-baruckiej. W tym opracowaniu serię piasków, żwirów i mułków rzeczno-wodnolodowcowych zaliczono do zlodowacenia Warty.

Piaski, gliny i mułki stożków napływowych wydzielono na krawędzi wysoczyzny z doliną Odry w okolicy Zaborowa i doliną Zimnicy w okolicy Ręszowa. Wykształcone są one w postaci piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych o słabo widocznym warstwowaniu falistym oraz glin i mułków. Powstały one w wyniku procesów erozyjnych, akumulacyjnych i peryglacialnych mających miejsce na kontakcie krawędzi wysoczyznowej i powstających dolin. Miąższość osadów piaszczysto-gliniasto-mułkowych wynosi 2,5–3,5 m (Michalska, 1981).

Interglacjał eemski

Piaski i żwiry rzeczne. Osady interglacjału eemskiego na obszarze arkusza Ścinawa wydzielono w otworach wiertniczych w oparciu o badania granulometryczno-petrograficzne piasków i żwirów z otworu kartograficznego w dolinie Odry w Buszkowicach (otw. 18) oraz poprzez korelację z utworami określonymi jako interglacialne z obszarów sąsiadujących arkuszy Lubin (Bukusiński, Tomaszewski, 1968) i Wołów (Dyjur, Kuszell, 1975; Bartczak, Łabno, 2001), gdzie osady zawierające pyłki zostały opisane, jak również miały wykonane badania palinologiczne (Kuszell, 1977, 1980; Krzyszkowski i in., 1994). W części doliny Odry, znajdującej się w granicach obszaru arkusza Ścinawa, osady interglacjału eemskiego mają charakter rzeczny i są wykształcone jako piaski gruboziarniste z drobnymi żwirami do 40%, szare i żwiry drobnookruchowe, 0,25–0,70 cm, szare z piaskami gruboziarnistymi do 30% (Michalska, 1981). Miąższość osadów wynosi 18,0 m, a ich strop zalega na głębokości 13,0 m (77,0 m n.p.m.). Zespół minerałów ciężkich stanowią minerały typowe dla czwartorzędu: granaty – 23,7–29,4%, amfibole – 13,3–15,7%, turmaliny – 13,7–15,0%, epidot – 3,3–5,0% (Michalska, 1979). Wśród żwirów bardzo drobnookruchowych, o średnicy 5–10 mm, wyraźnie dominuje kwarc. Spotykane są głównie żwiry drobnookruchowe skał odpornych: granity, gnejsy, zieleńce, kwarcyty. Sporadycznie spotyka się skały mało odporne na transport i wietrzenie: łupki fyllitowe i słabo związane piaskowce. Rzadko występują skały pochodzenia skandynawskiego: wapienie i dolomity. Wyniki badań petrograficznych i granulometrycznych wskazują, że poziom występujący na głębokości 13,0–31,0 m reprezentują osady rzeczne. Materiał transportowany rzeką pochodził głównie z denudacji pokryw osadów starszych, w tym utworów lodowcowych (Michalska, 1981).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–10,0 m n.p. rzeki. Z okresu zlodowacenia Wisły pochodzą piaski i żwiry rzeczne budujące tarasy nadzalewowe, akumulacyjne, występujące na obszarze arkusza w dolinie Odry i dolinach jej bocznych dopływów, m.in. Zimnicy i Przychówka. Utwory te, erozyjnie ścięte, stanowią fundament dla tarasów młodszych. W rejonie Zaborowa, po lewej stronie doliny Odry, występują one na wysokościach do 100,0 m n.p.m., a na północ od Ścinawy, w okolicy Buszkowic, osiągają wysokości 94,0 m n.p.m. Po prawej stronie doliny Odry, w rejonie Tarchalic, piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych stanowią fragmenty powierzchni, która ma większe rozprzestrzenienie na obszarze sąsiedniego arkusza Wołów (Bartczak, Łabno, 2002). W dolinie Zimnicy osady tarasowe znajdują się na wysokości od 97,0 do 102,0 m n.p.m. Tarasy są zbudowane z piasków średnioziarnistych i gruboziarnistych, szarych lub żwirów jasnoszarych i piasków różnoziarnistych. Osady piaszczysto-żwirowe stanowią głównie piaski kwarcowo-skaleniowe z niewielką domieszką skał krystalicznych. Warstwowanie osadów jest ukośne (Michalska, 1981). Badania petrograficzne piasków i żwirów z otworu kartograficznego w Tarchalicach (otw. 174), z głębokości 8,5 m wykazały, że wśród minerałów ciężkich dominują: granaty – 31,7%, amfibole – 18,4%, epidot – 13%, staurolit – 11,3%, turmaliny – 7,3% (Michalska, 1979). Miąższość osadów tarasów nadzalewowych w dolinie Odry, wyznaczona na podstawie profili otworów wiertniczych, wynosi 6,5 (otw. 50), 8,2 (otw. 18) i 11,0 m (otw. 174). Rzędna spągu osadów mieści się w granicach 73,0 (otw. 93), 78,0 (otw. 174) i 81,0 m n.p.m. (otw. 99).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Na obszarze arkusza Ścinawa w okresie zlodowaceń północnopolskich, a być może i wcześniej, już od interglacjału lubawskiego/lubelskiego (interstadium pilicki) w zlodowaceniach środkowopolskich, w warunkach klimatu peryglacjalnego zachodziły procesy peryglacjalne, jak zjawiska stokowe i mrozowe, sploty soliflukcyjne i inne procesy denudacyjne. Następowala denudacja stoków i wysoczyzn, wywiewanie drobnego materiału (Michalska, 1981).

Piaski, piaski pyłowate i żwiry zwietrzelinowe (eluwialne) wydzielone zostały na glinach zwałowych zlodowacenia Odry lub utworach starszych w formie niewielkich płatów o miąższości 0,5–2,0 m w okolicy Juszowic, Tymowej, Ręszowa, Krzyżowej, Zaborowa i Wielowsi do maksymalnie 6,7 m w Siedlcach (otw. 69). Eluwia powstałe na podłożu glin zwałowych to osady piaszczyste i pyłowate, pyłowato-piaszczysto-gliniaste, o barwie żółtoszarej, żółtordzawej lub jasnoszarej, zawierające żwiry i liczne eratyki o średnicy dochodzącej do 0,6 m

i znacznym stopniu zwietrzenia. Miejscami tworzą też warstwę przypowierzchniową o miąższości do 0,5 m. Utwory eluwialne nie wykazują warstwowania. Wśród minerałów akcesorycznych dominują: amfibole, granaty, biotyt, chloryty i turmaliny (Michalska, 1981). Występowanie na znacznym obszarze arkusza licznych graniaków jest również efektem działania klimatu peryglacjalnego.

Piaski, mułki i gliny pyłowe, lessopodobne występują w formie płatów zalegających na różnych wysokościach na wysoczyźnie lodowcowej w okolicy Działawia, Olszan, Księginic i Czerńca. W okolicy Księginic i Działawia utwory pyłowe w postaci piasków, mułków i glin stwierdzono na glinach zwałowych i piaskach zlodowacenia Odry, w okolicy Olszan i Działawia – na osadach rzeczno-wodnolodowcowych zlodowacenia Warty, a w okolicy Czerńca – na glinach zwałowych i piaskach oraz utworach wodnolodowcowych z okresu zlodowacenia Odry. Miąższość utworów pyłowych dochodzi do 3,0 m. Utwory pyłowe stanowią pokrywy również w rejonie Wzgórz Dalkowskich, ale ich miąższość nie przekracza 0,5 m (Michalska, 1981). Wśród piasków pyłowych, mułków i glin pyłowych występują przewarstwienia piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych. Barwa osadów lessopodobnych jest żółtoszara i jasnożółta. W składzie minerałów ciężkich zdecydowanie przeważa biotyt i amfibole, następnie granaty i turmaliny. W próbkach pobranych w Księginicach stwierdzono, że minerały nietrwałe stanowią 22%, minerały średnio trwałe 37%, trwałe 11%, a minerały nieprzezroczyste 28% objętości osadu (Michalska, 1981). Materiał, z którego powstały utwory lessopodobne był osadem gliniasto-piaszczystym z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Ich wiek przyjęto na czwartorzęd nierozdzielony, ale procesy ich tworzenia się miały miejsce w okresie zlodowaceń północnopolskich, w którym to, omawiany obszar był pod wpływem klimatu peryglacjalnego i pozbawionym roślinności (Tietze, 1918; Czajka, 1931; Meister, 1935; Bartkowski, 1967; Raczkowski, 1976). Na mniejszą skalę procesy te mogły przebiegać również wcześniej, u schyłku okresu zlodowaceń środkowopolskich (Michalska, 1981).

Kreda jeziorna. Kredę jeziorną nawiercono sondą na północ od Dąbrowej Środkowej na głębokości 1,3 m (Michalska, 1979). Jest to osad szarobiały, gąbczasty, nawodniony, w spągu przechodzi w mułki beżowobrunatne z domieszką kredy jeziornej. Ponad kredą jeziorną występują piaski pyłowe z licznymi blaszkami łyszczyków, beżowe, a w spągu, piaski drobnoziarniste, mułkowate, rdzawe, silnie zawodnione. Miąższość kredy jeziornej wynosi 0,6 m. Spektra pyłkowe stwierdzone w przebadanych próbkach nie dały możliwości dokładnego oznaczenia wieku omawianych osadów (Michalska, 1981).

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach występują na tarasach holocenijskich i plejstocenijskim, związanych ze zlodowaczeniami północnopolskimi po prawej stronie doliny Odry, gdzie osiągają wysokości od 90 do 100 m n.p.m. Niewielkie pola piasków przewianych

wyznaczono na powierzchni osadów rzeczno-wodnolodowcowych w dolinie Zimnicy koło Dobromi-
la oraz w obrębie osadów wodnolodowcowych na północny wschód od Ustronia. Piaski eoliczne to
głównie piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, kwarcowe z domieszką skaleni, żółte lub szarozół-
te, matowe, o dobrym obtoczeniu ziaren. Największe pola piasków eolicznych oraz piasków eolicz-
nych w wydmach występują w rejonie Tarchalic, Boraszyna, Iwna i Przyborowa. Wysokości wzglę-
dne wydm na obszarze arkusza Ścinawa wynoszą 2,0–8,0 m. W stropie form wydmowych
występujących na tarasach plejstocenijskich w Młotach, tuż za wschodnią granicą obszaru arkusza, na
wysokości Iwna, znaleziono szczątki ceramiki łużyckiej (Michalska, 1981).

Piaski, mułki i gliny deluwialne występują prawie na całym obszarze arkusza, poza
prawobrzeżną doliną Odry, pokrywając stoki wysoczyzn, powierzchnie podstokowe i zbocza tارا-
sów. Szczególnie rozwinięte są na wysoczyźnie – na południe od Ścinawy, w okolicy Dziewina
i Zaborowa, gdzie stwierdzona miąższość utworów wynosi 4,0–5,0 m (Michalska, 1981). Większe
powierzchnie osadów deluwialnych wydzielono również w części północnej obszaru arkusza, w rejo-
nie Wądroża, Tymowej i Ustronia. W skład utworów deluwialnych wchodzi najczęściej piaski drob-
noziarniste i pyłowate, mułki i gliny ilaste o zmiennym zabarwieniu, od ciemnoszarego, szarozółtego
po żółto-brunatno-rdzawego. Spotyka się również wkładki piasków średnioziarnistych z pojedynczymi
żwirami drobnooziarnistymi i średniooziarnistymi. Miejscami jest widoczne warstwowanie pł-
askie lub faliste. Dominującym składnikiem petrograficznym osadów deluwialnych jest kwarc z nie-
licznymi otoczkami granitów i piaskowców kwarcowych. Miąższość piasków, mułków i glin delu-
wialnych najczęściej nie przekracza 2,0 m. Utwory te powstawały w wyniku procesów denudacji
trwających od schyłku zlodowaceń środkowopolskich do holocenu włącznie (Michalska, 1981).

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki. Osa-
dy takie budują taras zalewowy wyższy, wchodzący w skład powierzchni dennej doliny Odry. Wystę-
puje on na wysokości od 95,0 m n.p.m. w Grzybowie (południowa część doliny) do 92,5 m n.p.m.
w okolicy Buszkowic i 87,6 m n.p.m. w północnej części doliny. Typowy profil utworów tego
tarasu według profilu otworu 172 w Grzybowie, obejmuje: od stropu do głębokości około 1,9 m –
piaski ilaste (namuły), do głębokości 5,7 m – piaski drobnoziarniste i żwiry, do głębokości 10,0 m –
piaski, żwiry i głaziki. Na odcinku około 10,0–10,4 m występują dęby kopalne. Poniżej, do stropu
iłów neogenu dominują piaski różnoziarniste i żwiry (Michalska, 1981).

Badania petrograficzne osadów w Buszkowicach (otw. 18) wykazały, że w żwirach o średnicy
5–10 mm dominują: kwarc – 63,8%, granitoidy – 11,5%, kwarcyty – 11,5%, krzemienie – 7,7%

i skalenie – 3,8%. Spotyka się również łupki krystaliczne, fyllity i wapienie. W zespole minerałów ciężkich dominują: granaty – 25,7%, cyrkon – 16,3%, turmaliny – 14,0%, amfibole – 10,0% (Michalska, 1981).

Poziom drewna stwierdzony w Grzybowie na głębokości 10,0–10,4 m (otw. 172), a w Ścinawie na głębokości 7,8 m p.p.t., nawiązuje do poziomu czarnych dębów z okolicy Brzegu Dolnego i Wrocławia (Dumanowski i in., 1962). Jego wiek określony został na schyłek holocenijskiego optimum klimatycznego, natomiast wyżej leżące osady uznano za postatlantyckie, włożone w rozcięty poziom zasypania piaszczysto-żwirowego tarasów północnopolskich (Szczepankiewicz, 1966). Późniejsze badania wykazały, że było to błędne, ponieważ pnie drzew przeważnie pochodzą z różnych okresów późnego holocenu, a ich zgrupowanie w jednym poziomie wynika z wielokrotnego przerabiania osadów lateralnej migracji koryta (Przybylski i in., 2004).

Strop osadów tarasu wyższego przykrywają mady piaszczysto-gliniaste. Czas powstania tarasu wyższego odpowiada okresowi od początków okresu atlantyckiego (7300 lat – Wroński, 1974) poprzez subborealny (2700 lat – Dumanowski i in., 1962; Szczepankiewicz, 1966) i subatlantycki do początków rozwoju kultury rolnej (1260 lat – Wroński, 1974). Miąższość osadów tarasu wyższego w dolinie Odry w Grzybowie wynosi maksymalnie 10,0–13,5 m (otw. 172), natomiast w dolinie Zimnicy do 5,0 m (Michalska, 1981).

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki. Taras zalewowy niższy, wydzielony głównie w dolinie Odry, budują utwory piaszczyste, piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, luźne, z pokrywą glin napływowych. Z badań próbki osadów z głębokości 2,5 m w Tarchalicach (otw. 174) wynika, że zawartość minerałów przezroczystych wynosi 62,5%, nieprzezroczystych – 37,5%, a wśród minerałów ciężkich dominują: granaty – 30,7%, epidot – 21,7%, amfibole – 19,7% i turmaliny – 8,3% (Michalska, 1979, 1981). Taras ten występuje na wysokości od 95,0 m n.p.m. w części południowej do poniżej 87,0 m n.p.m. w części północnej doliny Odry.

Iły i mułki (mady) rzeczne. Są to osady napływowe, złożone z ilów i mułków średnioplastycznych i średniozwięzłych, lekko zapiaszczonych o zabarwieniu szarym, brunatnoszarym, wypełniające obniżenia w tarasie postatlantyckim w dolinie Odry. Miąższość mad stwierdzonych sondami wynosi 0,5–3,0 m. Wyniki analiz uziarnienia osadów z głębokości 1,5 m (otw. 174) wykazały, że wśród minerałów ciężkich dominują: amfibole – 29,7%, epidoty – 18,6% i granaty – 14,8% (Michalska, 1979, 1981). Na kontakcie glin napływowych i mułków starorzeczy stwierdzono poziom detrytusu z drewnem dębowym, którego wiek określono metodą węgla radioaktywnego ^{14}C na 2700 lat (Dumanowski i in., 1962). Mady występują lokalnie na poziomie tarasu plejstoceńskiego

i występujące na nim wydmy, datowane archeologicznie, uznano za utwór młodoholoceniński (Szczepankiewicz, 1966, 1968).

Namuły piaszczyste rzeczne, miejscami mułki piaszczyste rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 i 2,0–3,0 m n.p. rzeki. Mają podobne wykształcenie na tarasach zalewowych niższym i wyższym. Licznie występujące szczątki roślinne, okruchy materiałów budowlanych, ceramiki itp. świadczą o młodszym ich wieku. Obszar występowania namułów piaszczystych i mułków piaszczystych sięga głównie do wałów przeciwpowodziowych, które najczęściej lokalizowano na krawędzi tarasu zalewowego wyższego. W czasie wysokiego stanu wód na Odrze taras ten jest obszarem akumulacji wód powodziowych. Miąższość omawianych osadów wynosi 0,7–2,0 m (Michalska, 1981).

W zamkniętych, lokalnych, płytkich zagłębieniach i w dolinkach mniejszych cieków utworzyły się namuły piaszczyste, miejscami mułki piaszczyste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Osady te są barwy szarej, ciemnoszarej, brunatnej i szaroniebieskiej, z pojedynczymi żwirkami i licznymi szczątkami roślin i są silnie zawodnione. Namuły piaszczyste i mułki piaszczyste są zbudowane z frakcji piaszczystej, pyłowatej i ilastej. Ich miąższość stwierdzona sondami wynosi około 2 m (Michalska, 1981).

Namuły piaszczyste, miejscami mułki piaszczyste den dolinnych występują w dolinkach mniejszych cieków oraz w płytkich zagłębieniach. Osady te są barwy szarej, warstwowane poziomo lub skośnie z licznymi szczątkami roślin. Ich miąższość stwierdzona sondami wynosi 2,5–3,0 m (Michalska, 1981).

W dolinach Zimnicy, Przychówka, Dębniaka, Jezierzycy, będących dopływami Odry, oraz w dolinkach dopływów tych rzek i w dolinie Odry wydzielono piaski, miejscami żwiry rzeczne den dolinnych. Są to piaski różnoziarniste z częściami organicznymi, miejscami żwiry o zmiennej granulacji i barwie szarej. Ich miąższość lokalnie może przekraczać 2,0 m.

Piaski i mułki koryt rzecznych wyróżniono tylko w dolinie Odry. Są to piaski średnioziarniste i gruboziarniste oraz mułki o barwie ciemnoszarej, silnie zawodnione. W piaskach spotyka się szczątki węgla brunatnego i zwęglonych roślin.

Namuły torfiaste, miejscami namuły piaszczyste lub mułki piaszczyste. Występują one na tarasach holocenijskich Odry oraz w starorzeczach, gdzie wraz z rozwojem roślinności bagiennej i przy stałym dopływie materiału piaszczysto-gliniastego tworzyły się namuły torfiaste wzbogacone w materiał organiczny, namuły piaszczyste, miejscami piaszczysto-ilaste lub mułki piaszczyste o barwie brunatnoszarej. Miąższość utworów stwierdzona sondami wynosi od 2,0 do 3,0 m (Michalska, 1981).

Torfy występują głównie w dolinie Odry oraz w dolinie Zimnicy, w okolicy Kłopotowa na tarasie zalewowym są zawodnione. Barwa torfów jest ziemistobrunatna i czarna. Miąższość torfów wynosi do 3,5 m (Michalska, 1981).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na obszarze arkusza Ścinawa w obrębie podłoża podkenozoicznego występują dwie duże jednostki strukturalne: blok przedsudecki i monoklina przedsudecka. Pod względem budowy geologicznej jednostki te różnią się genetycznie i stratygraficznie.

Blok przedsudecki udokumentowano otworami wiertniczymi w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Ścinawa. Jest to jednostka geologiczna, która została skonsolidowana ostatecznie w wyniku fałdowań waryscyjskich i jest zbudowana ze skał zmetamorfizowanych zaliczonych do proterozoiku i paleozoiku (Majerowicz, 1963; Oberc, 1972; Grocholski, 1975).

Monoklinę przedsudecką budują utwory osadowe permu i triasu, które w południowo-zachodniej części obszaru arkusza kontaktują ze skałami metamorficznymi bloku przedsudeckiego. Granica między tymi jednostkami, przebiegająca w tej części obszaru arkusza, ma charakter granicy tektonicznej, utworzonej w strefie dyslokacyjnej środkowej Odry, której powstanie wiąże się z fazą laramijską (Oberc, 1972). Utwory monokliny przedsudeckiej zapadają w kierunku północno-wschodnim pod kątem 3–6° (Michalska, 1981). Ich rozciągłość jest zgodna z kierunkiem przebiegu bloku przedsudeckiego – NW–SE. Na podstawie głębokich otworów wiertniczych i badań geofizycznych (Gruszka, 1978) stwierdzono, że obszar arkusza Ścinawa jest porozcinany uskokami o przebiegu NW–SE na bloki typu schodowego (Michalska, 1981).

W granicach obszaru arkusza Ścinawa stwierdzono fragmenty kilku uskoków opisanych w literaturze (Buksiński, Tomaszewski, 1968; Oberc, 1972). W części południowo-zachodniej przebiega fragment uskoku Olszy, przechodzący z obszaru arkusza Lubin, który stanowi granicę bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Ma przebieg NW–SE. Amplituda zrzutów osadów paleozoicznych jest trudna do ustalenia z powodu braku głębokich otworów przewiercających osady monokliny w strefie granicznej z blokiem przedsudeckim. Na podstawie danych z otworów 142 (nieprzewiercone utwory czerwonego spągowca do rzędnej 374,7 m p.p.m.) i 145 (strop starszego paleozoiku występuje na rzędnej 192,0 m p.p.m.) można przypuszczać, że amplituda zrzutu w tym miejscu może przekraczać 200 m. Na północ od uskoku Olszy przebiega równoległy do niego fragment uskoku głównego Lubina, zaliczany do typu nożycowego. Różnice zalegania stropu utworów triasu dochodzą tu do 20 m.

Dalej na północ od uskoku głównego Lubina występują cztery równoległe dyslokacje, zaznaczające się wyraźnie w podłożu podkenozoicznym. Amplituda zrzutu wynosi tu około 95–200 m dla poziomu odniesienia, którym jest strop osadów czerwonego spągowca.

System uskoków środkowej Odry jest rozcięty przez inne systemy głównych dyslokacji. Uskoki NW–SE są przecinane przez dyslokacje NE–SW, związane z obecnością w podłożu monokliny podłużnych struktur waryscyjskich o tym przebiegu (Sokołowski, 1967). W części środkowej obszaru arkusza przebiega dyslokacja o kierunku SW–NE, łącząca się z uskokiem Olszy już poza zachodnią jego granicą, opisana jako uskok Kłopotowa (Bukusiński, Tomaszewski, 1968). Jego zrzut dochodzi do 166 m na poziomie powierzchni stropowej permu między otworami 81 i 136.

Pomiędzy uskokiem Kłopotowa a uskokiem równoległym do niego występuje rów tektoniczny o kierunku SW–NE, którego dno jest obniżone w stosunku do terenów sąsiednich od 80 do 170 m. W rowie tym utwory triasu dolnego osiągają znaczne miąższości, przekraczające miejscami 500 m, maskując morfologię podłoża podtriasowego. W okresie paleogenu, neogenu i częściowo w czwartorzędzie miały tu miejsce synsedymencyjne ruchy obniżające, związane z orogenezą młodoalpejską. Dla porównania węgiel brunatny pokładu „Henryk” leży tu miejscami o około 10–30 m niżej w stosunku do sąsiadującej części obszaru arkusza. Widoczna jest również zależność między przebiegiem kopalnej doliny Prazimnicy a tym rowem tektonicznym. Dolina ta ma również kierunek SW–NE i leży na skraju omawianego rowu.

W plejstocenie dochodziło do przypowierzchniowych deformacji utworów neogenu i plejstocenu wywołanych transgresjami lądolodów, w tym zaburzeń glacitektonicznych. W niewielu otworach wiertniczych stwierdzono takie zaburzenia. Spotykane są porwaki iłów neogenu do kilku metrów miąższości w utworach czwartorzędowych. Zaburzenia glacitektoniczne należy wiązać ze zlodowaceniami południowopolskimi i częściowo środkowopolskimi – Odry (Michalska, 1981).

Ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędu przedstawiono na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II), który wykonano na podstawie mapy geologicznej oraz kart archiwalnych otworów wiertniczych. Na obszarze arkusza Ścinawa wyróżniono strefy wyniesień podłoża i obniżeń (dolin).

Do strefy wyniesień należy m.in. obszar Wzgórz Dalkowskich w zachodniej i północno-zachodniej części obszaru arkusza. Stwierdzono tu najwyższe wystąpienia osadów neogenu: w okolicy Wądroża – ponad 130 m n.p.m., Mleczna – ponad 150 m n.p.m., Zalesia – 147 m n.p.m. (otw. 7) i prawie 160 m n.p.m. na południe od Mleczna i Tymowej (otw. 11). Jest to najwyższa wartość w obrębie obszaru arkusza. Nieco niższe wyniesienia stropu powierzchni podczwartorzędowej stwierdzono w rejonie Ustronia – ponad 129 m n.p.m. (otw. 33), Kłopotowa – ponad 120 m n.p.m. Na powierzchni terenu utwory neogenu w tej części obszaru arkusza opisano m.in. w rejonie miejscowości Stara Rudna,

Wądroże, Mleczno i Juszowice. Wyraźne obniżenie stropu powierzchni utworów neogenu w tej części obszaru arkusza stwierdzono: w rejonie Księginic – do rzędnej 1,5 m n.p.m. (otw. 58), Dąbrowy Górnej – poniżej 50 m n.p.m., Składowic – do 54,5 m n.p.m. (otw. 24) i Kłopotowa – do 59,7 m n.p.m. (otw. 104). Obniżenia z rejonu Księginic i Kłopotowa mają przedłużenie na obszar arkusza Lubin (Przybylski, Badura, 2015a).

Na wschód i południowy wschód od wzniesień Wzgórz Dalkowskich, strop utworów neogenu osiąga wysokość od 60 do 110 m n.p.m. Jedynie w rejonie otworu 48 obniża się do około 40 m n.p.m. W okolicach Kłopotowa, Czerńca, Dąbrowy Dolnej, Dąbrowy Środkowej, Turowa, Ścinawy i Buszkowic, utwory neogenu występują lokalnie na powierzchni terenu lub pod niewielkim nadkładem.

W południowej części obszaru arkusza przebiega kopalna dolina o kierunku SW–NE, wcięta głęboko w osady neogenu. Na odcinku od Niemstowa w kierunku Dłużyc, otwory wiertnicze, a także badania geofizyczne (Gruszka, 1978; Michalska, 1981) dokumentują obniżenie wypełnione osadami czwartorzędowymi, których spąg znajduje się na rzędnej 55,5 m p.p.m. (otw. 122), a nawet 110,3 m p.p.m. (otw. 153) przyjmując występujące w tym otworze osady neogenu jako plejstocenijskie wypełnienie rynny subglacjalnej. Jest to miejsce o najniższym stwierdzonym poziomie stropu podłoża podczwartorzędowego na Nizinie Śląskiej. Kopalna dolina ma charakter formy erozyjnej, subglacjalnej, która ścina osady pliocenu, miocenu górnego, pokład węgla brunatnego „Henryk”, a według danych z otworu 153 również pokłady starsze, zaliczone do III i II grupy pokładów węgla brunatnego miocenu środkowego i dolnego. Powierzchnia dna rynny jest nierówna, wykazuje przegłębienia oraz wyniesienia i rozciąga się na wysokości od 74,4 m n.p.m. (otw. 149) w części południowo-zachodniej do 110,3 (otw. 153), 55,5 (otw. 122), 28,0 m p.p.m. (otw. 130), 18,4 m n.p.m. (otw. 137) w części wschodniej. Udokumentowanie rynny otworami wiertniczymi od strony wschodniej kończy się przed doliną Odry, między Ścinawą i Dłużycami, a od strony południowo-zachodniej, rynna rozczłonkowuje się i spłyca maksymalnie do poniżej 40 m n.p.m. w dolinie Starej Młynówki, przechodząc prawdopodobnie na obszary sąsiednich arkuszy. W dnio rynny występują osady neogenu. Na południe od tej rynny, w obrębie wysoczyzny, wychodnie neogenu opisano w rejonie Zwierzyńca, Niemstowa, Wielowci, Parszowic i Zaborowa. Powierzchnia jego stropu jest tu mniej urozmaicona, głównie mieści się w granicach od ponad 110 do 70 m n.p.m. Wyraźne obniżenie powierzchni spągu plejstocenu do poniżej 50 m n.p.m. jest widoczne między Dziewinem i Zaborowem (otw. 173). We wschodniej części obszaru arkusza, spąg osadów plejstocenu znajduje się na wysokości od 90 m n.p.m. w części południowej w okolicy Zaborowa do poniżej 35 m n.p.m. w części północnej (otw. 18) i 25,9 m n.p.m. w części wschodniej (otw. 52). Na przeważającej części obszaru arkusza, poza rynną Prazimnicy, strop powierzchni podczwartorzędowej stanowią osady mio-pliocenu oraz miocenu środkowego–

górnego, miejscami pliocenu i miocenu górnego. Najwyższe partie Wzgórz Dalkowskich pokrywają się z obszarami największych elewacji neogenu w podłożu. Formy negatywne w powierzchni podczwartorzędowej w większości są wykorzystane przez współczesne rzeki.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarsze skały znane z obszaru arkusza Ścinawa są związane ze starszym paleozoikiem. Na wiek od kambru po dewon określone zostały skały metamorficzne nawiercone na bloku przedsudeckim – łupki, łupki zieleńcowe i łupki fyllitowe (tab. 2). U schyłku paleozoiku, w dewonie górnym i karbonie miały miejsce ruchy górotwórcze orogenezy waryscyjskiej, stąd luka sedymentacyjna.

Sedymentacja osadów o charakterze platformowym rozpoczęła się w permie dolnym, kiedy to obszar arkusza Ścinawa stał się miejscem długotrwałej sedymentacji, trwającej nieprzerwanie do triasu środkowego. W czerwonym spągowcu miała miejsce sedymentacja o charakterze kontynentalnym, której zasięg ograniczał się do południowej części monokliny przedsudeckiej (Kłapciński, 1967, 1971). Obszarem alimentacyjnym był blok przedsudecki. Osady czerwonego spągowca górnego, to głównie miąższe serie piaskowców czerwonych, akumulowanych w warunkach klimatu gorącego i suchego. Pokryły one i wyrównały częściowo nierówności w morfologii podłoża przedpermskiego. Ukształtowanie powierzchni czerwonego spągowca uwarunkowało kierunek zalewu rozpoczętej w cechszynie dolnym transgresji morskiej płytkiego morza epikontynentalnego oraz do pewnego stopnia ukształtowanie się facji tego morza. W początkowym etapie nastąpiła akumulacja osadów piaszczystych m.in. poprzez wietrzenie osadów czerwonego spągowca, dając poziom piaskowców białych i szarych, tzw. białego spągowca. Powyżej piaskowców osadziły się łupki oraz osady węglanowe i siarczanowe (anhydryty, gipsy) w postaci czterech niekompletnie wykształconych cyklotemów – brak jest w nich ogniw solnych. Jest to zjawisko typowe dla brzeżnych części basenu sedymentacyjnego (Tomaszewski, 1963, 1966). Spągowe cechsztyńskie piaskowce szare oraz łupki, wapienie i dolomity cyklotemu PZ1 stanowią serie złożową rud polimetalicznych, w tym głównie rud miedzi, zasobnych w Ag i Au. Łupki ilaste stwierdzone w stropie utworów cechsztyńskich świadczą o regresji morza.

Sedymentacja w płytkich zbiornikach śródlądowych oraz w warunkach lądowych była kontynuowana w triasie. Powstały wtedy osady pstrego piaskowca dolnego i górnego. Tworzyły się miąższe serie głównie piaskowców oraz łupków, łupków ilastych i iłowców. W recie miała tu miejsce transgresja północnego morza epikontynentalnego, która pozostawiła osady lagunowo-morskie i morskie w postaci skał siarczanowych, węglanowych i iłowcowych. W wapieniu muszlowym nastąpił maksymalny rozwój transgresji morskiej. Wapienie organodetrytyczne i kryptokrystaliczne wapienia muszlowego są ostatnimi stwierdzonymi na obszarze arkusza Ścinawa osadami mezozoiku.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy — ${}_t Q_h$	Akumulacja organiczna, rozwój torfowisk, zarastanie starorzeczy
				Namuły torfiaste, miejscami namuły piaszczyste lub mułki piaszczyste — ${}_{nr} Q_h$	Akumulacja bagienna, mineralno-organiczna
				Piaski i mułki koryt rzecznych — ${}_{pm}^f Q_h$	Erozja i akumulacja rzeczna
				Piaski miejscami żwiry rzeczne den dolinnych — ${}_{pż}^f Q_h$	Akumulacja rzeczna
				Namuły piaszczyste, miejscami mułki piaszczyste den dolinnych — ${}_{np}^f Q_h$	Wypełnianie obniżen namułami
				Namuły piaszczyste, miejscami mułki piaszczyste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}_{np}^{li} Q_h$	
				Namuły piaszczyste, miejscami mułki piaszczyste tarasów zalewowych 1,0–2,0 i 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{np}^f Q_h^{(1-2)}$	Akumulacja rzeczna
				Hły i mułki (mady) rzeczne — ${}_{ma}^f Q_h$	Akumulacja rzeczna facji powodziowej
				Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki — ${}_{p}^f Q_h^{(2)}$	Erozja i akumulacja rzeczna, tworzenie się starorzeczy
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{pż}^f Q_h^{(1)}$	Akumulacja rzeczna
				Piaski, mułki i gliny deluwialne — ${}_{pm}^d Q$	Denudacja, zmywanie i splukiwanie materiału na stokach, akumulacja w obniżeniach
				Piaski eoliczne — ${}_{p}^e Q$	Przewiewanie i akumulacja piasków
				Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p}^e Q^{(w)}$	Tworzenie i formowanie wydm
				Kreda jeziorna — ${}_{kj} Q$	Akumulacja organiczna w jeziorach
				Piaski, mułki i gliny pyłowate, lessopodobne — ${}_{pm} Q$	Akumulacja lessów i osadów pyłowatych w warunkach peryglacljalnych
				Piaski, piaski pyłowate i żwiry zwietrzelinowe (eluwialne) — ${}_{p}^z Q$	Wietrzenie w warunkach peryglacljalnych
P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c i a p ó l n o c p o l s k i e	Z l o d o w a c i e W i s t y		Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–10,0 m n.p. rzeki — ${}_{pż}^f Q_{p^4}^{B(1)}$	Akumulacja rzeczna
				Interglacjał eemski	Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pż}^f Q_{p^{3-4}}$

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c i a 	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	<p>Piaski, gliny i mułki stożków napływowych — $\frac{s}{pg} Q_p^W$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki rzeczno-wodnolodowcowe — $\frac{f-fg}{pż} Q_p^W$</p>	<p>Erozja i akumulacja wód stokowych</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczno-wodnolodowcowa</p>
			Zlodowacenie Odry	<p>Piaski, mułki, ily zastoiskowe — $\frac{b}{pm} Q_p^O$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $\frac{fg}{pż2} Q_p^O$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki kemów — $\frac{k}{pż} Q_p^O$</p> <p>Piaski, żwiry, gliny zwałowe i głązy moren czołowych — $\frac{gc}{pż} Q_p^O$</p> <p>Piaski i żwiry i głązy lodowcowe — $\frac{g}{pż} Q_p^O$</p> <p>Gliny zwałowe, piaski i żwiry — $\frac{g}{gzw} Q_p^O$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $\frac{fg}{pż1} Q_p^O$</p> <p>Mułki, ily i piaski zastoiskowe — $\frac{b}{mip} Q_p^O$</p>	<p>Akumulacja zastoiskowa w warunkach peryglacialnych</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa w przetainach lodu</p> <p>Akumulacja w strefie marginalnej lądolodu</p> <p>Akumulacja osadów ablacyjnych</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu</p>	
			Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki	<p>Piaski, żwiry rzeczne i mułki jeziorne — $\frac{f,li}{pżm} Q_{p^{2-3}}^M$</p>	<p>Erozja i akumulacja rzeczna i jeziorna, pogłębianie dolin rzecznych</p>
			Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	<p>Gliny zwałowe, piaski i żwiry oraz bruk morenowy — $\frac{g}{gzw} Q_p^G$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pż} Q_p^G$</p> <p>Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $\frac{b}{pmi} Q_p^G$</p>	<p>Transgresja lądolodu, poprzedzona akumulacją zastoiskową i wodnolodowcową</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja zastoiskowa na przedpolu lądolodu</p>
				Interglacjał ferdynandowski	<p>Piaski i żwiry rzeczne, mułki jeziorne — $\frac{f,li}{pżm} Q_p^F$</p>	<p>Erozja i akumulacja</p>
				Zlodowacenie Sanu 1	<p>Gliny zwałowe i ich rezydwa oraz piaski — $\frac{g}{gzw} Q_p^S$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pż} Q_p^S$</p> <p>Piaski i mułki zastoiskowe — $\frac{b}{pm} Q_p^S$</p>	<p>Transgresja lądolodu, poprzedzona akumulacją zastoiskową i wodnolodowcową</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja zastoiskowa</p>
				Zlodowacenie Nidy	<p>Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} Q_p^N$</p> <p>Iły, mułki i piaski oraz zlepienie neogenu rynien subglacialnych — $\frac{rs}{imp} Q_p^N$</p>	<p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Egzaracja podłoża, spływy osadów neogenu do rynien subglacialnych</p>
					<p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe zaburzone glacitektonicznie — $im Q_p$</p>	<p>Procesy glacitektoniczne</p>

N e o g e n	Pliocen			Piaski i żwiry kwarcowo-skalenioawe, iły, mułki i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka — pż PI	Intensywna denudacja Sudetów i Przedgórz Sudeckiego, akumulacja; ruchy górotwórcze w Sudetach	
	Mio-pliocen			Iły, mułki, piaski i żwiry — im MPI	Sedymentacja w spływających się zbiornikach śródlądowych	
	M i o c e n	Miocen górny			Iły, piaski i żwiry – formacja poznańska — ipż M₃	Akumulacja limniczno-bagienna w zbiornikach śródlądowych
		Miocen środkowy-górny			Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny – formacja poznańska — imp M₂₋₃	Sedymentacja limniczno-bagienna, tworzenie się pokładów węgla brunatnego
		Miocen środkowy			Iły, piaski, mułki i węgiel brunatny – formacje pawłowska i poznańska — ipm M₂	Sedymentacja limniczno-bagienna, tworzenie się pokładów węgla brunatnego
Miocen dolny-środkowy				Iły, łupki, iłowce, łupki ilaste, piaski, mułki i węgiel brunatny – formacja ścinawska — il M₁₋₂	Sedymentacja limniczno-bagienna, tworzenie się pokładów węgla brunatnego	
	Miocen dolny			Iły, mułki, mułowce, piaski, żwiry, piaskowce, wapień i węgiel brunatny – formacja rawicka — imp M₁ Bazalty — β M₁	Sedymentacja limniczno-bagienna, tworzenie się pokładów węgla brunatnego Erupcje wulkaniczne	
P a l e o g e n	Oligocen	Oligocen górny		Piaski, żwiry, mułki, mułowce i iły — pż Ol₃	Sedymentacja osadów limniczno-bagiennych	
		Oligocen dolny		Mułowce — mc Ol₁	Sedymentacja osadów limniczno-bagiennych	
				Zwierzczeliny ilaste i rumosze skalne — ru Pg	Denudacja i peneplenizacja	
T r i a s	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Wapień — w T_w	Sedymentacja morska	
	Trias dolny i środkowy	Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny (ret)	Anhydryty, gipsy, dolomity, margle, wapień, iłowce i łupki — ah T_{p3}	Transgresja morska, sedymentacja osadów morskich	
	Trias dolny		Pstry piaskowiec dolny i środkowy	Piaskowce kwarcowe, łupki ilaste, iłowce i iły — pc T_{p1+2}	Sedymentacja osadów limnicznych w spływających się zbiornikach	
P e r m	Perm górny	Cechsztyń		Łupki, dolomity, wapień, łupki ilaste, iłowce, iły, piaskowce, anhydryty i gipsy — ldo PZ Piaskowce szare i białe — pc PZ	Transgresja morska, sedymentacja skał węglanowych i siarczanowych Sedymentacja lądowa, powolne obniżanie terenu	
	Perm środkowy	Czerwony spągowiec górny		Piaskowce — pc P_{cs3}	Akumulacja lądowa i brakiczna, obniżanie basenu	
K a m b r – d e w o n				Łupki, łupki zieleńcowe i łupki fyllytowe — l Cm-D	Ruchy fałdowe, przeobrażenia skał w warunkach facji zieleńcowej	

Do paleogenu górnego omawiany obszar podlegał silnej denudacji. W okresie ruchów orogenezy młodopalpejskiej (faza laramijska) utworzyło się tu szereg dyslokacji uskokowych. Blok przedsudecki i monoklina przedsudecka zostały rozdzielone strefą uskokową środkowej Odry (Oberc, 1972). Powstała struktura schodowa, której skrzydło wiszące stanowił blok przedsudecki a skrzydło zrzucone – monoklina przedsudecka. Wietrzenie chemiczne spowodowało powstanie regolitów w formie pokryw zwietrzelinowych na skałach krystalicznych bloku przedsudeckiego. Paleogeńska denudacja zrównała powierzchnię bloku i monokliny (Michalska, 1981).

W oligocenie w zróżnicowanych środowiskach lądowych nastąpiła akumulacja osadów facji aluwialnej, jeziornej i bagiennej, a w przybrzeżnych lagunach lub zatokach morza oligoceńskiego – osadów facji brakicznej.

Ruchy górotwórcze fazy sawskiej spowodowały denudację Sudetów, a na ich przedpołu utworzenie się stożków rzecznych (Oberc, Dyjor, 1969; Walczak, 1970). Następujący po tych ruchach tektonicznych okres spokoju spowodował osłabienie erozji i zmianę sedymentacji na mułowcowo-ilastą. W okresie miocenu dolnego w licznych obniżeniach śródlądowych miała miejsce sedymentacja bagienna. Z tym okresem były związane wylewy bazaltowe w granicach omawianego obszaru. Stopniowe obniżanie bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej doprowadziło do powstania większego zbiornika słodkowodnego, w którym sedymentowane były serie osadów ilasto-mułkowo-piaszczystych z przewarstwieniami węgla brunatnego. W miocenie dolnym i środkowym wydzielono cztery grupy pokładów węgla brunatnego, z których II i III grupa mają największe rozprzestrzenienie i miąższości o znaczeniu złożowym i gospodarczym. W górnej części miocenu środkowego nastąpiło spłylenie i zarastanie zbiornika sedymentacyjnego, czego efektem jest I grupa pokładów, znana jako pokład węgla brunatnego „Henryk” (Dyjor, 1968).

Od miocenu środkowego po miocen górny w różnych warunkach fizykochemicznych trwała tu sedymentacja osadów ilasto-mułkowo-piaszczystych formacji poznańskiej. Tworzyły się poziomy iłów szarych, zielonych i płomienistych. Duża miąższość tych osadów świadczy o ruchach obniżających w zbiorniku sedymentacyjnym. Efektem kolejnych wypiętrzeń fazy wołoskiej z przełomu miocenu górnego i pliocenu, związanych z odnowieniem dyslokacji tektonicznych są osady, które były niesione i deponowane w formie stożków napływowych parzek sudeckich i reprezentują formację gozdnicką, zbudowaną z piasków, żwirów, iłów, mułków i glin kaolinowych. Obszar arkusza Ścinawa był obszarem peryferycznym ich występowania (Dyjor, 1966b).

Maksymalne miąższości osadów neogenu na obszarze arkusza występują w miejscach o najgłębszym zaleganiu utworów podkenozoicznych i wynoszą 373,6 m (otw. 11) i 380,2 m (otw. 7).

Okres od zakończenia sedymentacji formacji gozdnickiej do zlodowaceń południowopolskich nie został dostatecznie rozpoznany i udokumentowany. Od czasu cofania się ku północy brzegów zbiornika formacji poznańskiej, obniżenia bazy erozyjnej i wypiętrzenia Sudetów, na ich przedpolu powstał system sieci rzecznej głęboko wciętej w ily miocenijskie (Dyjur, Kuszell, 1975; Dyjur, 1978). Prawdopodobnie w tym czasie mogły powstać założenia formy erozyjnej Zimnicy (Badura, Przybylski, 2004a). Przebieg doliny Zimnicy o kierunku SW–NE jest zbliżony do kierunku dyslokacji przebiegających w podłożu. Na początku plejstocenu procesy denudacji przeważały nad procesami akumulacji. W wyniku obniżenia bazy erozyjnej na skutek kolejnych ruchów wypiętrzających Sudetów, dolina Zimnicy uległa pogłębieniu. W jej dnie zostały redeponowane osady ilasto-mułkowe neogenu oraz młodsze utwory plejstocenijskie. Podobne pogłębienie dolin rzecznych były obserwowane w strefie pradoliny Baryczy i na przedpolu Wzgórz Trzebnickich (Dyjur, Kuszell, 1975; Kucharewicz, 1975).

Transgredujący łądolód zlodowaceń południowopolskich – Sanu 1 spowodował zatamowanie odpływu wód i osadzanie na jego przedpolu utworów zastoiskowych. Łądolód zostawił po sobie kompleksy glin zwałowych z poziomami piaszczystymi, często z porwakami ilów neogenu, co świadczy o jego silnej działalności egzaracyjnej. Pod łądolodem tworzyły się rynny subglacjalne o znacznych głębokościach, wykorzystujące przebieg starych dolin. W dolinie Zimnicy rynna subglacjalna sięga na głębokość 216,0 (otw. 153) i 158,8 m (otw. 122).

W fazie anaglacjalnej kolejnego zlodowacenia, Sanu 2, utworzyły się osady limnoglacjalne o znacznej miąższości, świadcząc o długim okresie istnienia zbiornika zastoiskowego. Łądolód ten wkroczył na obszar o określonej rzeźbie terenu, powodując zaburzenia glacitektoniczne (Michalska, 1981) i pozostawił po sobie kompleksy glin zwałowych oraz piasków i żwirów. W tym okresie również miała miejsce działalność subglacjalna. Osady morenowe zostały osadzone w licznych dolinach i rynnach. Z tego okresu może pochodzić rozcięcie dolinne Odry w Buszkowicach Małych (otw. 18), gdzie na granicy z osadami neogenu nawiercono bruk morenowy skał skandynawskich.

W interglacjale mazowieckim na wysoczyźnie rozwijały się procesy denudacji starszych osadów jak też erozji oraz akumulacji osadów rzecznych i jeziornych.

Transgresja kolejnego łądolodu w czasie zlodowacenia Odry spowodowała tworzenie się na jego przedpolu licznych zastoisk na różnych wysokościach, poprzez zatamowanie odpływu wód. Miąższość łądolodu w obniżeniach była większa niż na obszarze o zróżnicowanej powierzchni, jak w strefie Wzgórz Dalkowskich. Z tego okresu pochodzą m.in. moreny czołowe wykorzystujące zapewne starsze formy zaburzone, kemy oraz osady piaszczysto-żwirowe wodnolodowcowe i lodowcowe z bardzo licznymi głazami.

Na temat powstania Wzgórz Dalkowskich i Wału Trzebnickiego istnieją dwie główne koncepcje genetyczne – tektoniczna i glacitektoniczna (Michalska, 1981). Frech (1901, 1915) i Tietze (1914, 1918) uważali, że lądolód oparł się o istniejącą krawędź morfologiczną o założeniu tektonicznym i usypał wały czołowomorenowe. Wypiętrzenie podłoża mezozoicznego oraz osadów paleogenu i neogenu było związane z neogeńskimi ruchami tektonicznymi w Sudetach, w miocenie górnym a nawet w pliocenie. Natomiast lądolód zlodowacenia Warty (dawniej: stadiału mazowiecko-podlaskiego), a być może i starszych zlodowaceń, akumulował w obrębie wzgórz osady glacialne. Zwolennikiem teorii glacitektonicznej powstania Wzgórz Dalkowskich był Woldstedt (1935), który wiązał ich powstanie ze stadiąłem mazowiecko-podlaskim. Natomiast Berger (1937) przytoczył dowody przemawiające za glacitektonicznym pochodzeniem Wału Trzebnickiego. Na podstawie materiałów uzyskanych z otworów wiertniczych wykonanych w okolicy Głogowa stwierdził, że pokład węgla brunatnego „Henryk” leży na tym samym poziomie w obrębie pradoliny i na Wzgórzach Dalkowskich. Z kolei Różycki (1957) wiązał genezę Wzgórz Trzebnickich ze zlodowaceniem środkowopolskim.

Uważał on, że pewien wpływ na rozwój geologiczny tego obszaru wywrzeć mogła także rzeźba powierzchni podkenozoicznej, gdyż najwyższe wzniesienia ciągu wzgórz leżą w miejscach największego jej obniżenia, co potwierdziły liczne późniejsze otwory wiertnicze. Podobnie w obrębie Wzgórz Dalkowskich obserwuje się ułożenie najwyższych wzniesień w miejscach występowania depresji w stropie mezozoiku (Morawski, 1976). Zwolennikami powstania Wzgórz Trzebnickich w okresie działalności lądolodu zlodowacenia Warty (wcześniej: stadiału mazowiecko-podlaskiego) byli Czyżewski (1948), Połtowicz (1961), Buksiński i Tomaszewski (1968) oraz Berezowski (1963). Natomiast Bartkowski (1967, 1970), Kucharewicz (1975) i Morawski (1976) uważali, że są to formy starsze. Nowsze prace pokazują, że w budowie północno-wschodniej części Wzgórz Dalkowskich, z okolic Starej Rudnej i Wądroża, biorą udział zaburzone serie morenowe zarówno zlodowaceń południowopolskich jak i zlodowacenia Odry (Krzyszowski, Kuszell, 2007).

Autorzy aktualizacji mapy przyjmują, że powstanie Wzgórz Dalkowskich jest związane z działalnością lądolodów zlodowaceń południowopolskich i zlodowaceń środkowopolskich. Skłaniamy się do glacitektoniczno-akumulacyjnej genezy Wzgórz Dalkowskich. Na podstawie analizy profili otworów wiertniczych nie stwierdzono znaczącego tektonicznego wynoszenia podłoża mezozoicznego łącznie z osadami paleogenu i neogenu omawianego obszaru u schyłku neogenu. Dotyczy to również udziału osadów miocenu środkowego w procesie zaburzeń glacitektonicznych. Poziom występowania pokładu węgla brunatnego „Henryk” (I grupa pokładów) miocenu środkowego zarówno na Wzgórzach Dalkowskich, jak i na ich przedpolu, aż do doliny Odry, znajduje się na wysokości 10 m n.p.m.– 30 m p.p.m. Przy założeniu, że powierzchnia terenu przed wkroczeniem pierwszego

lądolodu na ten obszar była płaska, pocięta dolinami rzecznyymi, obecne wyniesienia i obniżenia powierzchni podczwartorzędowej w rejonie Wzgórz Dalkowskich na obszarze arkusza Ścinawa, mogą świadczyć o egzaracji i spiętrzaniu najmłodszych osadów neogenu – miocenu górnego i pliocenu już w okresie zlodowaceń południowopolskich. Prawdopodobnie wtedy miały miejsce najintensywniejsze zaburzenia glacitektoniczne. Kolejne procesy egzaracyjne, akumulacyjne i denudacyjne, związane z następnymi okresami glacialnymi i interglacialnymi, na tyle zmieniły obraz Wzgórz Dalkowskich, że miąższość osadów czwartorzędowych jest tu obecnie zróżnicowana od kilku do prawie 90 m. Najwyższe wzniesienia są zbudowane z różnowiekowych osadów czwartorzędowych dużej miąższości, co dowodzi o długich postojach lądolodów w tych miejscach. Nie ma reguły, że cokoły wzniesień są zbudowane z osadów neogenu.

Osady lodowcowe występujące na przedpolu Wzgórz Dalkowskich w obrębie arkusza Ścinawa określone były w pracach zarówno przed, jak i po 1945 r. jako związane ze zlodowaczeniem środkowopolskim stadiału maksymalnego (Michalska, 1981). Badania glin zwałowych wskazują, że reprezentują one typ Smolna charakterystyczny dla zlodowacenia Odry (Michalska, 1979; Czerwonka i in., 1997).

Wraz z ustępowaniem lądolodu zlodowacenia Odry zaczęła kształtować się sieć rzeczna. Wody powodowały silną erozję powierzchni, odsłaniając osady starsze, w tym również osady neogenu, tworzyły się tarasy rzeczne erozyjne i erozyjno-akumulacyjne. W zamkniętych zbiornikach w obniżeniach powstawały osady zastoiskowe.

Lądolód zlodowacenia Warty (wcześniej: stadiał mazowiecko-podlaski) na obszarze arkusza Ścinawa nie przekroczył ciągu wzniesień Wzgórz Dalkowskich w okresie swego maksymalnego zasięgu (Morawski, 1976; Michalska, 1981). Na jego przedpolu miała miejsce denudacja oraz akumulacja wód rzeczno-wodnolodowcowych. Z tego okresu nie wydzielono osadów glacialnych.

Pełny profil osadów rzecznych interglacjału eemskiego występuje w dolinie Odry pod osadami młodszymi na odcinku od południowych granic obszaru arkusza do Buszkowic (Kuszell, 1977, Michalska, 1981).

W okresie zlodowaceń północnopolskich, przy zmianie warunków klimatycznych, rozwijały się procesy peryglacialno-denudacyjne na wysoczyznach i akumulacyjne w dolinach rzek. Przepływ wód z południa ku północy do pradoliny głogowskiej-baruckiej odbywał się poprzez Obniżenie Ścinawskie, pomiędzy Wzgórzami Dalkowskimi i Wzgórzami Trzebickimi (Krzyszkowski, Kuszell, 2007). Tworzyły się tarasy nadzalewowe.

Na przełomie zlodowaceń północnopolskich i holocenu erozja powodowała podcinanie zboczy koryta w dolinie Odry. Wiatry w okresie ochłodzenia klimatu sprzyjały rozwojowi akumulacji

eolicznej i powstawaniu wydym, głównie w dolinie Odry. W wyniku silnego wietrzenia i erozji tworzyły się osady eluwialne oraz gliny pyłowate, lessopodobne. Lokalnie w zbiornikach osadzały się utwory węglanowe – kreda jeziorna. Holoceneskie pnie czarnych dębów atlantyckich, występujące na głębokości 10 m w Grzybowie i Ścinawie, wskazują na rozmiary późniejszego zasypania tarasu holoceneskiego w dolinie Odry (Szczepankiewicz, 1966; Wroński, 1974). Topór rogowy znaleziony w Mojęcicach, na południowy wschód od granic arkusza Ścinawa na głębokości 5 m (Assmann, 1934), świadczy o stopniu zasypania holoceneskiego w dolinkach bocznych dopływów Odry. W okresie subatlantyckim w dolinie Odry powstały tarasy niższe. Na ich powierzchni występują starorzecza zawodnione, bagniste lub suche. Występują tu też szerokie rynny wód roztopowych, świadczące o procesach erozyjnych. Na tarasach holoceneskich wyższym i niższym osadzają się mady o grubości do 3 m jako efekt powodzi. Procesy denudacyjno-stokowe na wysoczyznach wypełniają obniżenia namułami. W dolinach i zawodnionych obniżeniach tworzą się torfowiska.

IV. PODSUMOWANIE

Aktualizacja arkusza Ścinawa Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 pozwoliła na zweryfikowanie obrazu budowy geologicznej, zwłaszcza dotyczącej osadów starszych od czwartorzędu, w stosunku do pierwszej jej wersji (Michalska, 1980, 1981). Profile nowych otworów wiertniczych umożliwiły skorygowanie przebiegu granic wydzielen na mapie, jak również zreinterpretowanie obrazu podłoża podczwartorzędowego. Prace nad aktualizacją mapy były prowadzone głównie jako prace kameralne.

Obszar arkusza Ścinawa leży na pograniczu dwóch jednostek tektonicznych: bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Dzięki pracom poszukiwawczym i dokumentującym złoża rud miedzi oraz węgla brunatnego, budowa geologiczna osadów permu, triasu oraz paleogenu i neogenu na znacznej części obszaru arkusza jest dobrze rozpoznana.

Badania palinologiczne osadów neogenu z otworu kartograficznego w Buszkowicach Małych (otw. 18) wykazały, że występujący tu węgiel brunatny jest wieku mioceneskiego i składa się z pokładów, którym towarzyszą liczne ławy i soczewy.

Archiwalne otwory wiertnicze i prace geofizyczne wykazały istnienie w obrębie Wzgórz Dalkowskich wyniesienia w formie garbu osadów neogenu, a w dolinie Zimmnicy głębokiego, ale wąskiego rozcięcia erozyjnego, sięgającego miocenu dolnego. W ramach prowadzonych prac uszczegółowiono kształt i zasięg rynny subglacjalnej w dolinie Prazimmnicy. Największą wysokość osiąga ona w rejonie

Niemstowa – 110,3 i 55,5 m p.p.m. Ku południowemu zachodowi słyca się do około 40 m n.p.m., w kierunku północno-wschodnim, zanika na wysokości kontaktu z Odrą.

Nie stwierdzono głębokiego rozcięcia w dolinie Odry. Na powstanie i przebieg dolin wpływ wywarły założenia tektoniki wgłębnej oraz procesy erozyjne związane ze zlodowaczeniami i interglacjami w okresie plejstocenu.

Wzgórza Dalkowskie, obejmujące północno-zachodnią część obszaru arkusza, są w dużej części formą moren czołowych, których trzon stanowią również utwory neogenu, podlegających w czasie zlodowacenia Odry procesom akumulacji, denudacji. Był to prawdopodobnie ostatni łądolód, który przekroczył granice obszaru arkusza Ścinawa.

Występowanie wychodni osadów neogenu na różnych wysokościach wskazuje na ich zaburzenia glacitektoniczne. Nie wyklucza to obecności utworów plejstocenu poniżej tych wychodni.

Pod względem surowcowym obszar arkusza Ścinawa jest perspektywnym dla złóż rud miedzi i węgla brunatnego. Inne surowce, takie jak ropy i gliny dla ceramiki budowlanej oraz kruszywo naturalne, w przeszłości były eksploatowane na tym obszarze. Z uwagi na zurbanizowanie obszaru i ograniczenia wynikające z ochrony środowiska naturalnego możliwość udokumentowania i zagospodarowania złóż tych surowców jest niewielka.

Zagadnienia wymagające dalszych prac geologicznych:

- określenie genezy i czasu powstania głębokiego wymycia plejstocenijskiego Prazimnicy w granicach złoża węgla brunatnego Ścinawa;
- wykonywanie badań litostratygraficznych glin zwałowych, w tym również z otworów wiertniczych, co umożliwiłoby korelację i dokładniejsze rozdzielanie kompleksów morenowych;
- badanie osadów rzecznych i zastoiskowych, występujących w dolinie Zimnicy dla dokładniejszego określenia ich wieku i stosunku do otaczających osadów;
- próby określenia, do jakiej głębokości dotarły zaburzenia glacitektoniczne na tym terenie;
- rozpoznanie rozprzestrzenienia i wykształcenia pokładu IV węgla brunatnego na podstawie nowo wykonywanych na tym obszarze poszukiwawczych otworów wiertniczych.

Wrocław, 2019 r.

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., Barwicz-Piskorz W., Bilan W., 1983 — Fauna i warunki depozycji osadów dolnego cechsztynu w rejonie Lubin–Polkowice. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, **8**, 4: 5–57.
- Assmann F., 1934 — Zur Frage der Terrassenbildung an der oberen Oder. *Schriftenreihe der Vereinigung für Oberschlesische Heimatkunde*, 12: 3–13.

- Badura J., 2008 — Dolina Wielkiej Odry źródłem materiału lessowego. W: Zapis zmian środowiskowych w późno-plejstocénskich sekwencjach lessowo-glebowych. 5. Seminarium lessowe, 15. seminarium polsko-ukraińskie. Wrocław–Srebrna Góra, 16–20.09.2008: 3–4.
- Badura J., 2015 — Odra – geologiczna historia rzeki, która wielokrotnie zmieniała swój bieg. W: *Kronika Łęgów Odrzańskich*, 3: 7–17.
- Badura J., Ber A., Krzyszkowski D., Przybylski B., Urbański K., 2004 — Polska zachodnia i środkowozachodnia. W: Glacitektonika wybranych obszarów Polski (A. Ber, D. Krzyszkowski, red.). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 408: 87–92.
- Badura J., Jary Z., Smalley I., 2013 — Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: The lost Big River. *Quaternary International*, 296: 15–22.
- Badura J., Krzyszkowski D., Przybylski B., 2004 — Polska południowa. Sudety i Przedgórze Sudeckie. W: Glacitektonika wybranych obszarów Polski (A. Ber, D. Krzyszkowski, red.). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 408.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięgi lądolodów plejstocénskich i deglacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 9–28.
- Badura J., Przybylski B., 2000 — Atlas: Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu dolnośląskiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Badura J., Przybylski B., 2002 — Stadiał warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 402: 5–26.
- Badura J., Przybylski B., 2004a — Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the Foreland of Sudetes Mountains, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**: 43–61.
- Badura J., Przybylski B., 2004b — Recesja lądolodu zlodowacenia warty w zachodniej części Wzgórz Dalkowskich. W: Zlodowacenie warty w Polsce (M. Harasimiuk, S. Terpiłowski, red.). Wyd. UMCS Lublin: 37–50.
- Badura J., Przybylski B., 2004c — Dolnośląska formacja bazaltowa. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik, paleogen, neogen (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 161–168.
- Badura J., Przybylski B., 2006 — Subglacial troughs in Lower Silesia. W: Living morphotectonics of the European Lowland. 28–30.08.2006, Cedyňa, Poland: 38–41.
- Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., 2004 — Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **1**, 3: 7–29.
- Banaś M., Kijewski P., 1987 — Metale szlachetne w cechsztyńskim złożu rud miedzi w obszarze LGOM. W: Metale towarzyszące w złożu rud miedzi, stan badań i perspektywy dalszego ich wykorzystania (P. Kijewski, red.). Cuprum, Wrocław: 49–63.
- Banaś M., Kijewski P., Salamon W., 1996 — Metale towarzyszące w złożu rud miedzi. W: Monografia KGHM Polska Miedź SA. Cuprum (A. Piestrzyński, red.). Wrocław: 258–271.
- Banaś M., Salamon W., Piestrzyński A., Mayer W., 1982 — Replacement phenomena of terrigenous minerals by sulphides in copper – bearing Permian sandstones in Poland. W: Ore Genesis – the state of the Art (G.C. Amstutz, red.). *Spec. Publ., 2. Soc. Geol. Appl. to Mineral Deposits*, 3–9.
- Bartczak E., 2011 – Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Leszno, wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB., Warszawa.
- Bartczak E., Łabno A., 2001 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wołów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bartczak E., Łabno A., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wołów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Bartkowski T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, **7**, 1.
- Bartkowski T., 1968 — O istocie glacitektoniki (artykuł dyskusyjny). *Prz. Geol.*, **16**, 10: 455–461.
- Bartkowski T., 1970 — Wielkopolska i środkowe Nadodrze. PWN, Warszawa.
- Behr J., 1929 — Die Entwicklung des Tertiärs und Diluviums im Grenzgebiet von Nieder- und Oberschlesien. Sitz. Ber. Preuss. Geol. L.-A., 4.
- Berezowska B., 1962 — Zdjęcie geologiczne wycinkowe arkusza Ścinawa 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Berezowski Z., 1963 — Zdjęcie geologiczne wycinkowe arkusza Ścinawa 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Berg G., 1936 — Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. *Jahr. Preu. Geol. Landesanst.*, 56: 1–25.
- Berger F., 1932 — Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. *Jbr. Schles. Ges. f. Vaterl. Kultur*, 105.
- Berger F., 1937 — Die Anlage der Schlesischen Stauchmoränen. *Zbl. für Min. Geol. u. Paläont.* **11**, 12.
- Błaszczak J.K., 1981 — Wpływ paleomorfologii stropu białego spągowca na zmienność facjalną serii złożowej w Zagłębiu Lubińskim. *Geol. Sudet.*, **16**, 1: 195–218.
- Błaszczak J.K., 1982 — Dwudzielność facjalna serii węglanowej w najniższych częściach dolnego cechsztynu w Lubińskim Zagłębiu Miedziowym. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 4: 151–156.
- Błaszczak J.K., Prymka W., 1973 — Pierwsze stanowisko fauny w białym spągowcu na monoklinie przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **17**, 2: 276–284.
- Brzezicka I., Świętnicka-Goldstejn E., 1994 — Atlas geologiczno-inżynierski LGOM 1:10 000, ark. m. Lubin. Arch. Przeds. Geol. PROXIMA SA we Wrocławiu, Wrocław.
- Buksiński S., 1963 — Utwory neogenu na obszarze Lubińskiego Okręgu Miedziowego. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego i jego stacji terenowych za okres 1.01.–30.06.1963 r. *Kwart. Geol.*, **7**, 4: 695–696.
- Buksiński S., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubin. Inst. Geol., Warszawa.
- Buksiński S., Tomaszewski J., 1968 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubin. Inst. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1955 — O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocénskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70: 107–132.
- Ciuk E., Marzec M., Nosek M., Osijuk D., Piwocki M., 1961a — Dokumentacja złoża węgla brunatnego „Ścinawa” w okolicy Ścinawy. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ciuk E., 1961b — Komunikat w sprawie występowania węgla brunatnego w rejonie Lubina Legnickiego–Ścinawy–Legnicy, woj. wrocławskie. *Kwart. Geol.*, **5**, 4: 953–954.
- Ciuk E., 1962 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych wykonanych przez Zakład Złóż Węgla Brunatnych Instytutu Geologicznego w latach 1960–1962 w rejonie Legnicy pow. Lubin Legnicki, Wołów i Legnica woj. wrocławskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Ciuk E., 1967 — Litostratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. Sprawozdania z posiedzeń naukowych IG za okres 1 stycznia–30 czerwca. *Kwart. Geol.*, **11**, 4: 920–922.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281.: 7–48.

- Ciuk E., Krygowski B., 1952 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Zgorzelec, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cygan J., 1987 — Organogeniczny dolomit graniczny z obszaru monokliny przedsudeckiej (LGOM). *Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wroc.*, 49: 58–68.
- Cymerman Z., 2004 — Tectonic map of The Sudetes and Fore-Sudetic Block, 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czajka W., 1931 — Der Schlesische Landrücken Eine Landeskunde Nordschlesiens. 1. *Veröffentlichungen der Schlesischen Gesellschaft für Erdkunde E.V.*, 11: 1–156.
- Czerwonka J.A., 2004 — Śląska i wielkopolska prowincja litostratygraficzna glin zwałowych. *Prz. Geol.*, **52**, 5: 421–429.
- Czerwonka J.A., Dobosz T., Krzyszkowski D., 1997 — Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland). *Kwart. Geol.*, **41**, 2: 209–242.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 1992 — Pleistocene Stratigraphy of the Central Part of Silesian Lowland, Southwestern Poland. *Biul. Pol. Acad. Sc. Earth Sci.*, **40**, 3.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 2001 — Preglacial (Pliocene–Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. W: Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland. (D. Krzyszkowski, red.). Wind: 147–195.
- Czyżewski J., 1948 — Dolina Baryczy. *Czasopismo Geograficzne*, **19**, 1–4: 125–156.
- Derkacz J., Sztromwasser E., 1984 — Projekt prac geologiczno-poszukiwawczych węgla brunatnego w rejonie Ścinawa–Bytom Odrzański. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Domagała M., Stuchlik L., 1975 — Analiza palinologiczna. W: Podział i wykształcenie trzeciorzędowej formacji węglonośnej w rejonie Lubin–Głogów (maszynopis). Arch. Inst. Geol. i Sur. Miner. AGH, Kraków.
- Dumanowski S., Jahn A., Szczepankiewicz S., 1962 — The Holocen of Lower Silesia in the light of results of the first radiocarbon dating. *Bull. de l'Academie Pol. des Sci., Ser. des Sci. Geol. et Geograph.*, **10**, 1: 47–52.
- Dyjur S., 1966a — Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części Dolnego Śląska. *Z geologii Ziemi Zachodnich*, 2.
- Dyjur S., 1966b — Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, **14**, 11: 478–480.
- Dyjur S., 1968 — Poziomy morskie w obrębie serii iłów poznańskich. *Kwart. Geol.*, **12**, 4: 941–957.
- Dyjur S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Dyjur S., 1974 — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 119–138.
- Dyjur S., 1975 — Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Materiały I Krajowego Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, 1. Ossolineum, Wrocław: 121–132.
- Dyjur S., 1978 — Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. W: Przewodnik 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze. Wyd. Geol., Warszawa: 210–214.
- Dyjur S., 1984 — Uwagi o deglacjacji frontalnej na przedpolu Sudetów w stadiale maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego. Zlodowacenie środkowopolskie na Wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przew. Konf. Uniw. Śl., Katowice.
- Dyjur S., 1986 — Evolution of Sedimentation and Palaeogeography of Near-frontier Areas of the Silesian Part of the Paratethys and of the Tertiary Polish-German Basin. *Zesz. Nauk. AGH Kraków, Geologia*, **12**, 3: 7–23.

- Dyjo r S., 1987a — Młodotrzeciorzędowy i eoplejstoceniński rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowoeuropejskiej. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (A. Jahn, S. Dyjo r, red.). Ossolineum, Wrocław: 13–42.
- Dyjo r S., 1987b — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (A. Jahn, S. Dyjo r, red.). Ossolineum, Wrocław: 85–101.
- Dyjo r S., 1991 — Wpływ ewolucji paleogeograficznej na rozwój zlodowaceń w Polsce Zachodniej. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych (A. Kostrzewski, red.). Wyd. Nauk. UAM, Poznań, Ser. Geogr., 50: 419–433.
- Dyjo r S., 1992 — Rozwój sedymentacji i przebieg przeobrażeń osadów w basenie serii poznańskiej w Polsce. *Acta Univer. Wratisl.*, 1354. *Pr. Geol.-Miner.*, 26: 3–18.
- Dyjo r S., 1993a — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędziu. *Folia Quatern.* 64: 25–41.
- Dyjo r S., 1993b — Wybrane problemy zlodowacenia warty w niżowej części Dolnego Śląska. *Acta Geograph. Lodz.*, 65: 35–47.
- Dyjo r S., 1994 — Formacja młodotrzeciorzędowa i związane z nią węgle brunatne Dolnego Śląska. *Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wroc.*, 74, Konf., 16: 82–90.
- Dyjo r S., Kuszell T., 1975 — Budowa geologiczna pradoliny Baryczy. *Acta Univer. Wratisl.*, 247. *Pr. Geol.-Miner.*, 4.
- Dyjo r S., Sadowska A., 1977 — Problem wieku i korelacja górnomiocenińskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. *Geol. Sudet.*, 12, 1: 121–136.
- Dyjo r S., Sadowska A., 1986 — Próba korelacji wydziałów stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, 34, 7: 380–386.
- Dyjo r S., Sztromwasser E., 1999 — Zasięgi zlodowaceń środkowopolskich Odry i Warty w niżowej części Dolnego Śląska dla potrzeb seryjnej kartografii geologicznej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Dyjo r S., Wróbel I., 1978 — Rozwój formacji trzeciorzędowej i czwartorzędowej oraz surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. W: Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze. Wyd. Geol., Warszawa: 66–92.
- Eisentraut O., 1939 — Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. *Archiv für Lagerstättenforschung der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 71: 1–116.
- Falecki W., Drozdowski S., 1982 — Dokumentacja geologiczna złoża rud miedzi „Gawrony-Ścinawa” w kat. C₂. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Frankiewicz J.K., 1982a — Miocenińskie pokłady węgla brunatnego w rejonie między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim. *Zesz. Nauk. AGH Kraków, Geologia*, 7, 4: 107–153.
- Frankiewicz J.K., 1982b — Utwory miocenińskie w strefie uskokowej środkowej Odry, między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim (bez warstw poznańskich). *Geol. Sudet.*, 17, 1–2: 7–56.
- Frech F., 1901 — Über glaziale Druck- und Faltungerscheinungen im Oder Gebiet. *Z. Ges. Erdk. Berl.*, 36.
- Frech F., 1915 — Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. *Zbl. Miner. Geol. u. Paläont.*, 14: 417–419.
- Gajewska I., 1964 — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 8, 3: 598–608.
- Gajewska I., 1971 — Wapień muszlowy w zachodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, 15, 1: 77–86.

- Gedl P., Worobiec E., 2005 — Organic-walled dinoflagellate cysts from Miocene deposits of Legnica 33/56 bore-hole (Fore-Sudetic Monocline) as indicators of marine ingression in southwestern Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 124: 395–410.
- Gołąb J., 1951 — Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich. Księga pamięci ku czci prof. K. Bohdanowicza. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 7.
- Gospodarczyk E., 1970 — Morfologia podłoża i stropu trzeciorzędu w okolicach Legnica–Głogów. *Kwart. Geol.*, 14, 4: 861–862.
- Górecka T., Juroszek Cz., Karwowski L., Kłapciński J., Lorenc S., Mierzejewski M., Sachanbiński M., Ślusarczyk S., 1977 — Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wroc.*, 22, *Monografie*, 9: 1–92.
- Grocholski A., 1975 (pr. zbior.) — Badania utworów podkenozoicznych obszaru bloku przedsudeckiego dla oceny perspektyw występowania surowców mineralnych. Narod. Arch. Geol. PIG- PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Gruszecki J., Pikula K., Szymanowicz S., 2012 — Dokumentacja geologiczna inna niż dokumentacja geologiczna złoża kopaliny, dotycząca prac kartografii geologicznej dla surowców ilastych ceramiki budowlanej: Toszowice, Dąbrowa Dolna i Cegielniany Las (powiat lubiński) realizowanych w ramach przedsięwzięcia: Mapa geośrodowiskowa Polski w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Gruszka A., 1978 — Opracowanie badań geoelektrycznych temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ścinawa i Rudna. Arch. Przeds. Geol. PROXIMA SA we Wrocławiu, Wrocław.
- Heflik W., Muszyński M., Parachoniak W., 1980 — Petrografia utworów pstrego piaskowca z okolic Głogowa (monoklina przedsudecka). *Zesz. Nauk. AGH Kraków, Geologia*, 6, 1: 29–52.
- Illner F., 1934 — Die Braunkohlenvorkommen zwischen Lausitzer Neisse Und Oder mit Ausnahme des Sorauer Bergbaugesbietes. *Abh. d. naturforsch. Gesell. zu Görlitz*, 32, 2.
- Jagodziński J., Sałanowicz S., 1970 — Dokumentacja badań geoelektrycznych temat: Koźlice. Arch. Przeds. Poszuk. Geofiz., Warszawa.
- Jagodzińska M., Iciek A., Urbanowicz Z., 1971 — Dokumentacja badań geoelektrycznych temat: Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy. Arch. Przeds. Poszuk. Geofiz., Warszawa.
- Jaroń L., Kondratowicz A., Żygar J., 1978 — Budowa geologiczna złóż węgla brunatnych „Legnica” i „Ścinawa” oraz perspektywy ich eksploatacji. *Prz. Geol.*, 26, 10: 579–584.
- Jarosz J., 1968 — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna złoża Lubin. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 12: 625–634.
- Jary Z., Ciszek D., Kida J., 2004 — Zmiany klimatu zapisane w uziarnieniu lessów Przedgórze Sudeckiego, W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych (A. Kostrzewski, red.), 4, Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 137–157.
- Jary Z., Kida J., 1996 — Wiek bezwzględny lessów Polski południowo-zachodniej. *Acta Univer. Wratisl.*, 1808, *Pr. Inst. Geograf., Seria A, Geograf. Fiz.*, 8: 27–34.
- Jary Z., Kida J., 2000 — Loess particles sources, transport and deposition on the example of SW Poland, *Acta Univer. Wratisl.*, 2269, *Stud. Geograf.*, 74: 71–77.
- Jerzykiewicz T., Kijewski P., Mroczkowski J., Teisseyre A.K., 1976 — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, 11, 1: 57–97.

- Kaczmarek W., Rożek R., Śliwiński W., 2007 — Elewacje stropu białego spągowca w kopalniach rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. W: Materiały konferencyjne: Konferencja Naukowo-techniczna „Geologiczne, gospodarcze i społeczne znaczenie odkrycia złoża rud miedzi”. Lubin 26–28.09.2007.
- Karnkowski P., Tomaszewski J.B., Żołąnierczuk T., 1978 — Budowa geologiczna oraz surowce utworów permu i mezozoiku Ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze. Wyd. Geol., Warszawa: 42–65.
- Kasiński J.R., Mazurek S., Piwocki M., 2006 — Waloryzacja i ranking złóż węgla brunatnego w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 187.
- Kasiński J.R., Piwocki M., Saternus A., 2000 — Legnica-Ścinawa lignite deposits, SW Poland – future perspective exploitation area. 4th European Coal Conference. Ustroń, 26–28.09.2000. Programme and abstracts. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Keilhack K., 1919 — Endmoränen in Niederschlesien. *Jb. der Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.*, **39**, 1: 41–57.
- Kisielewski B., Mirocka H., Madej J., Kawalec T., Orłowski J., Boratyn J., 1984 — Dokumentacja geologiczna złoża rud miedzi obszaru „Małomice” w kategorii C₁. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Klimaszewski M., Krygowski B., 1950 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Wrocław, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kłapciński J., 1959 — Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **28**, 4: 361–408.
- Kłapciński J., 1964 — Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 4: 551–577.
- Kłapciński J., 1967 — Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **37**, 4.
- Kłapciński J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, 5: 77–136.
- Kłapciński J., Peryt T., 2007 — Budowa geologiczna monokliny przedsudeckiej. W: Monografia KGHM Polska Miedź SA (A. Piestrzyński, A. Banaszak, M. Zaleska-Kuśmierczyk, red.). Cuprum, Wrocław.
- Knothe H., 1925 — Die Niederschlesisch-Lausitzer Heide. Ein Beitrag zur Landschaftskunde des Gebietes. W: Beiträge zur schlesischen Landeskunde (M. Friederichsen, red.). Breslau: 115–160.
- Kochanowska J., Pikuła M., Lis J., Pasieczna A., Bojakowska I., Wołkiewicz S., 2004 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Ścinawa. Nar. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kondracki J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Konopacka Ż., Zagózdźon K.D., 2014 — Łupek miedzionośny Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. Wyd. Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii. PWr.: 7–12.
- Konstantynowicz-Zielińska J., 1990 — Petrografia i geneza łupków miedzionośnych monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 5–6: 128–138.
- Krasoń J., 1962 — Cykle sedymentacyjne w cechszynie dolnośląskim. *Prz. Geol.*, **10**, 6: 284–288.
- Krasoń J., 1964 — Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. *Geol. Sudet.*, **1**: 221–262.
- Krasoń J., Grodzicki A., 1964 — Uwagi o genezie, mineralizacji i wieku białego spągowca. *Prz. Geol.*, **12**, 7/8: 323–326.
- Krawczyk J., 1997 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Krygowski B., 1962 — Rola glacictektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski zachodniej. *Czas. Geogr.*, **33**, 3.

- Kryza J., Poprawski L., 1987 — Próba rekonstrukcji plejstocénskiego systemu dolin kopalnych w południowo-zachodniej Polsce. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (A. Jahn, S. Dyjor, red.). Wyd. Ossolineum, Wrocław: 137–145.
- Krzyszowski D., Łabno A., Dobosz T., 1997 — Moreny czołowe i strefa proglacjalna zlodowacenia Warty pomiędzy Głogowem a Wołowem. W: Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej (D. Krzyszowski, B. Przybylski, red.). Przew. 4. Konferencji: Stratygrafia Plejstocenu Polski. Kamieniec Ząbkowicki, 1–5.09.1997. Oddz. Dolnośl. PIG-PIB, Wrocław. Inst. Nauk Geol. UW., Wrocław: 127–151.
- Krzyszowski D., Kuszeł T., Łabno A., Pyszyński W., 1994 — Osady jeziorne interglacjału eemskiego koło Wołowa na Śląsku. *Prz. Geol.*, **42**, 7: 539–547.
- Krzyszowski D., Kuszeł T., 2007 — Middle and Upper Weichselian Pleniglacial fluvial erosion and sedimentation phases in Southwestern Poland, and their relationship to Scandinavian ice sheet build-up and retreat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **77**, 1: 17–38.
- Kucha H., 1974 — Złoto rodzime w złożach miedzi na monoklinie przedsudeckiej. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 4: 174–175.
- Kucha H., 1976 — Materia organiczna, Au, Ni i Co w utworach cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 3: 369–417.
- Kucharewicz J., 1975 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Leszno, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Kudełko J., Nowak J., 2007 — Geosozologiczne uwarunkowania dla strategii i wyboru technologii zagospodarowania złóż węgla brunatnego rejonu legnickiego. *Czas. Nauk.-Tech. Górn. Rud*, 1.
- Kudełko J., Nowak J., 2009 — Wielokryterialna ocena możliwości zagospodarowania złóż węgla brunatnego regionu Dolny Śląsk przez ich podziemne zgazowanie. 19. Konferencja: Aktualia i perspektywy gospodarki surowcami mineralnymi, Ryto, 4–6.11.2009, PAN IGSMiE, Kraków.
- Kuszeł T., 1977 — Stratygrafia kilku wybranych profilów interglacjału eemskiego ze środkowej części Dolnego Śląska na podstawie badań palinologicznych. Pr. doktor. Arch. UW. Wrocław.
- Kuszeł T., 1980 — Trzy nowe stanowiska flory interglacjału eemskiego na Dolnym Śląsku. *Geol. Sudet.*, **15**, 1: 143–167.
- Kwaśny L., Kalisz M., 2011 — Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża rud miedzi „Lubin–Małomice” w kat. B+C₁. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Łuczowska E., Dyjor S., 1971 — Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**, 2.
- Łukasiewicz J., 2007a — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego „Dłużyce” w kat. C₁. Urz. Marsz. Woj. Dolnośl., Legnica.
- Łukasiewicz J., 2007b — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego „Dziwin” w kat. C₁. Urz. Marsz. Woj. Dolnośl., Legnica.
- Łukasiewicz R., 2007c — Dodatek nr 1 do uproszczonej dokumentacji geologicznej w kat. C₁ złoża kruszywa naturalnego „Składowice III”. Urz. Marsz. Woj. Dolnośl., Legnica.
- Łukasiewicz R., 2016 — Dokumentacja geologiczna złoża piasków „Składowice IV” w kat. C₁. Urz. Marsz. Woj. Dolnośl., Legnica.
- Łyczewska J., 1964 — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 1–2: 115–149.
- Maćków A., 1998 — Uproszczona dokumentacja geologiczna w kategorii C₁ złoża kruszywa naturalnego „Składowice III”. Urz. Marsz. Woj. Dolnośl., Legnica.

- Majerowicz A., 1963 — Charakterystyka petrograficzna prób skalnych ze złoża „Legnicy”. W: Różycki i inni (1968): 90–115. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB*, Wrocław.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153, Warszawa.
- Markiewicz A., 1993 — Wał Trzebnicki – przykład zaburzeń glacitektonicznych w obrębie stref dyslokacyjnych głębokiego podłoża. W: Mater. Konf. Komisji Neotektoniki Kom. Bad. Czwart. PAN. Neotektonika Polski: metodyka, datowania, przykłady regionalne. UJ, Kraków: 29–31.
- Markiewicz A., 1999 — Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Polska). *Prz. Geol.*, 47, 9: 825–830.
- Markiewicz A., Becker R., 2009 — Pierwotny zasięg występowania najstarszej soli kamiennej (Na1) w południowej części monokliny przedsudeckiej (SW Polska). *Zesz. Nauk. AGH Kraków, Geologia*, 35, 3: 327–348.
- Markiewicz A., Winnicki J., 2007 — Strefa głębokich zaburzeń glacitektonicznych wschodniej części Wzgórz Dalkowskich na tle naskórkowej struktury monokliny przedsudeckiej. *Uniw. Zielonogórski Zesz. Nauk.*, 134, *Inż. Środ.*, 14: 133–152.
- Masłowska M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, 47, 10: 920–926.
- Meister E., 1935 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 281, Blatt Wise. Press. Geol. Landesanst., Berlin.
- Michalska E., 1979 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). Tekst objaśniający (materiały autorskie). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl.*, Wrocław.
- Michalska E., 1980 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Michalska E., 1981 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Mirocka H., Kowal T., Filipowska C., Mochyła J., Kawalec T., Orłowski J., Boratyn J., 1984 — Dokumentacja geologiczna złoża rud miedzi Kopalni Lubin w kategorii A+B+C₁. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl.*, Wrocław.
- Morawski S., 1976 — Paleogeografia i geneza Wzgórz Dalkowskich. Pr. doktorska. *Arch. UW.*, Wrocław.
- Namysłowska-Wilczyńska B., 2000 — Uwagi na temat genezy złóż rud miedzi w rejonie Lubin-Sierszowice w świetle badań geostatystycznych. *Acta Univer. Wratisl.*, 2197, *Pr. Geol.-Miner.*, 68: 37–91.
- Nemec W., Porębski S.J., 1977 — Weissliegendes sandstones: a transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Permian of the Fore-Sudetic Monocline). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 4: 513–544.
- Neumann U., 1995 — Dokumentacja geologiczna w kat. C-1+C-2+D-1 złoża rud miedzi „Retków–Ścinawa”. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Nieć M., Żaczek F., 1977 — Zmienność mineralizacji w profilu złoża miedzi w Lubinie. *Zesz. Nauk. AGH Kraków, Geologia*, 3, 3: 35–44.
- Oberc J., 1962 — Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. *Prz. Geol.*, 10, 11: 573–575.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski, 4. Tektonika. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Oberc J., Dyjor S., 1969 — Uskok sudecki brzeżny. *Biul. Inst. Geol.*, 236, 2: 41–142.
- Oberc J., Dyjor S., Wroński J., 1975 — Ewolucja wschodniej części bloku przedsudeckiego w kenozoiku (piętro młodopalpejskie). *Prz. Geol.*, 23, 5: 220–223.
- Oberc J., Tomaszewski J., 1963 — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Prz. Geol.*, 11, 12: 505–509.

- Oszczepalski S., 1988—Środowiskosedymentacji cechsztyńskiego łupku miedzionośnego w południowo-zachodniej Polsce. *Prz. Geol.*, **36**, 4: 223–230.
- Oszczepalski S., 1996 — Paleogeografia obszaru złożowego monokliny przedsudeckiej. W: Monografia (A. Piestrzyński, red.). KGHM Polska Miedź SA. Cuprum, Wrocław: 126–132.
- Oszczepalski S., 2007 — Paleogeografia basenu cechsztyńskiego. W: Monografia (A. Piestrzyński, A. Banaszak, M. Zaleska-Kuśmierczyk, red.). KGHM Polska Miedź SA. Cuprum, Wrocław: 77–82.
- Oszczepalski S., Rydzewski A., 1983 — Miedzionośność utworów permu na obszarze przylegającym do złoża Lubin–Sieroszowice. *Prz. Geol.*, **31**, 7: 437–444.
- Oszczepalski S., Rydzewski A., 1991 — The Kupferschiefer mineralization in Poland. *Zbl. Geol. Paläont.*, **1**, 4: 975–999.
- Peryt T.M., 1976 — Ingresja morza turyńskiego (górnym perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 4: 455–465.
- Peryt T.M., 1978 — Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Stud. Geol. Pol.*, 54: 1–88.
- Peryt T.M., 1981 — Cechsztyń w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 75–91.
- Peryt T.M., 1984 — Sedymentacja i wczesna diageniza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 109: 5–180.
- Peryt T.M., 1989 — Basal Zechstein in southwestern Poland: sedimentation, diagenesis, and gas accumulations. W: Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits (R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, E.C. Jowett and R.V. Kirkham, red.). *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, 36: 601–625.
- Pieczonka J., Piestrzyński A., 2001 — Złoże złota na monoklinie przedsudeckiej – fakty i hipotezy. *AGH Kraków, Geologia*, **27**, 2–4: 411–434.
- Pieczonka J., Piestrzyński A., Lenik A., Czerw H., 2007 — Rozmieszczenie minerałów kruszcowych w złożu rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 423: 95–108.
- Piestrzyński A., Wodzicki A., Banaszak A., 1996 — Złoto w złożu rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **44**, 11: 1098–1102.
- Piwocki M., 1975 — Trzeciorzęd okolic Rawicza i jego węglonośność. *Biul. Inst. Geol.*, 284: 73–129.
- Piwocki M., 1992 – Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, **40**, 5: 281–286.
- Piwocki M., 1996 — Perspektywiczny obszar złożowy węgla brunatnego Ścinawa–Głogów. W: Ocena możliwości zagospodarowania złóż węgla brunatnego Legnica–Ścinawa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., 1998 — Charakterystyka dolnomiocenkiej IV dąbrowskiej grupy pokładów węgla brunatnego w Polsce. *Prz. Geol.*, **46**, 1: 55–61.
- 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: 71–133.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Podemski M., 1965 — Rozwój sedymentacji utworów cechsztyńskich w rejonie Lubin Legnicki–Sieroszowice. *Kwart. Geol.*, **9**: 115–129.

- Pokorski J., 1978 — Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 686–694.
- Połtowicz S., 1961 — Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4: 391–442.
- Preidl M., 1967 — Budowa geologiczna obszaru Lubina i Sieroszowic. *Prz. Geol.*, **15**, 6: 265–267.
- Preidl M., 1994 — Dokumentacja geologiczna w kategorii A+B+C₁ złoża rud miedzi „Lubin-Małomice”. Arch. Przeds. Geol. POLGEOŁ SA, Kraków.
- Przeniosło S., 1998 — Dokumentacja geologiczna złoża rud miedziowo-srebrowych „Głogów Głęboki” w kat. C₁. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Przybylski B., Badura J., 2015a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubin (reambulacja). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dok. elektroniczny]
- Przybylski B., Badura J., 2015b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubin (reambulacja). PIG-PIB, Warszawa. [dok. elektroniczny]
- Przybylski B., Badura J., Krąpiec M., 2004 — Budowa geologiczna doliny Odry między Oławą a Lubiążem. W: Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry. Wrocław 18–19.11.2004 r. Państw. Inst. Geol.-PIB: 9–24.
- Raczkowski W., 1976 — Niektóre problemy genezy lessów Przedgórze Sudeckiego. *Biul. Inst. Geol.*, 297.
- Radliński M., Sawłowicz Z., 2017 — Przeobrażone rytmy siarczkowe w piaskowcu białego spągowca z kopalni Rudna. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 468: 61–78.
- Raniecka-Bobrowska J., 1962 — Paleobotaniczna charakterystyka trzeciorzędu Polski południowo-zachodniej. Cz. I. Palinologiczne badania utworów trzeciorzędowych dolnej części wiercenia Tymowa i wiercenia Ręszów z rejonu złoża węgla brunatnego Lubin Legnicki–Ścinawa–Legnica oraz próba ich stratygrafii. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Raniecka-Bobrowska J., 1970 — Stratygrafia młodszego trzeciorzędu Polski na podstawie badań paleobotanicznych. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 728–753.
- Richter-Bernburg G., 1955a — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105.
- Richter-Bernburg G., 1955b — Über saline sedimentation. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105.
- Romanowska B., Salski W., 1977 — Zmienność złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **12**, 2: 49–77.
- Rotnicki K., 1960 — Uwagi o genezie Wzgórz Ostrzeszowskich w świetle nowych danych geologicznych. *Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu. Geografia*, 3.
- Rotnicki K., 1967 — Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. Poz. Tow. Przyj. Nauk.*, 19.
- Różycki M., 1957 — Przekrój geologiczny w południowo-zachodniej części Wzgórz Trzebnickich. *Prz. Geol.*, **5**, 10: 477–478.
- Różycki M., 1968 — Budowa geologiczna okolic Wrocławia. *Biul. Inst. Geol.*, 214: 1–218.
- Różycki Z., Żygar J., 1968 — Kompleksowa Dokumentacja Geologiczna Złoża Węgla Brunatnego „Legnica” w kat. C₂ i C₁. Część złożowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Różycki Z., Żygar J., Safader L., Dendewicz A., Bilaska T., Żuk U., 1968 — Kompleksowa Dokumentacja Geologiczna Złoża Węgla Brunatnego „Legnica” w kat. C₁ i C₂. Część ogólna. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Sadowska A., 1975 — Wyniki badań palinologicznych neogeńskich utworów południowo-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **23**, 5: 225–227.

- Sadowska A., 1977 — Roślinność i stratygrafia górnioiocenkich pokładów węgla Polski południowo-zachodniej. *Acta Paleobot.*, **18**, 1: 87–122.
- Sadowska A., Kuszeł T., 1979 — Badania palinologiczne prób z otworów w rejonie Ścinawy i Rudnej. Zakł. Paleobot. UWr., Nar. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Salski W., 1968 — Charakterystyka litologiczna i drobne struktury łupków miedzionośnych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **12**, 4: 855–873.
- Salski W., 1975 — Tektonika okolic Lubina. *Biul. Inst. Geol.*, 287: 61–198.
- Salski W., 1978 — Tektonika monokliny przedsudeckiej w rejonie Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. W: Przewodnik 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze. Wyd. Geol., Warszawa: 178–189.
- Salski W., 1996 — Tektonika złoża. W: Monografia (A. Piestrzyński, red.). KGHM Polska Miedź SA. Cuprum, Wrocław: 141–155.
- Schwarzbach M., 1942 — Das Diluvium Schlesiens. *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont. Beil. Bd.*, 86.
- Seifert K., 2015 — Mapa Geośrodowiskowa Polski, ark. Ścinawa 1:50 000. Plansza A. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.
- Smólska A., 1964 — Z badań nad ksylytami ze złoża węgla brunatnego rejonu Ścinawa–Legnica. Sprawozdania z posiedzeń naukowych IG za okres I–VI. *Kwart. Geol.*, **8**, 4: 916–917.
- Sokałska A., 2018 — Uwarunkowania zmienności zawartości miedzi w łupku miedzionośnym w wybranych fragmentach złóż „Rudna” i „Sieroszowice”. Praca doktorska. Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii. PWr., Wrocław.
- Sokołowski J., 1966 — Mapa strukturalno-geologiczna Polski w skali 1:500 000. Ministerstwo Górnictwa i Energetyki, Warszawa.
- Sokołowski J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, 3: 297–367.
- Stachowiak A., 2010 — Dodatek do dokumentacji geologicznej złoża węgla brunatnego „Ścinawa” w kat. C₂. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Szczepankiewicz S., 1966 — Zagadnienie „południowego przełomu Odry”. *Czas. Geograf.*, **37**, 3: 269–287.
- Szczepankiewicz S., 1968 — Neo-Plejstocene changes in a large river valley with the Odra as example. *Geograph. Pol.*, 14: 23–34.
- Szczepankiewicz S., 1969 — Sediments and forms of the far Extents of Scandinavian glaciations in SW Poland. *Geograph. Pol.*, 17: 149–159.
- Szczepankiewicz S., 1972 — Nizina Śląska. Geomorfologia Nizy Polskiego. PWN, Warszawa.
- Szponar A., 1969 — Etapy deglacjacji na przedpolu moren stadiału warciańskiego. *Czas. Geograf.*, **36**, 3.
- Sztromwasser E., 2008 — Dodatek nr 3 do dokumentacji geologicznej w kat. C₁+C₂ złoża rud miedzi „Retków”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Sztromwasser E., 2010 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego „Legnica pole Północne” w kat. C₂. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Sztromwasser E., Stachowiak A., 2007 — Ocena występowania pokładu węgla brunatnego w rejonie Ścinawa–Głogów możliwego do eksploatacji poprzez podziemne zgazowanie. W: Scenariusze rozwoju technologicznego przemysłu wydobywania i przetwórstwa węgla brunatnego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Szybist A., 1976 — Złoże soli kamiennej w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedzionośnym. *Prz. Geol.*, **24**, 10: 572–576.

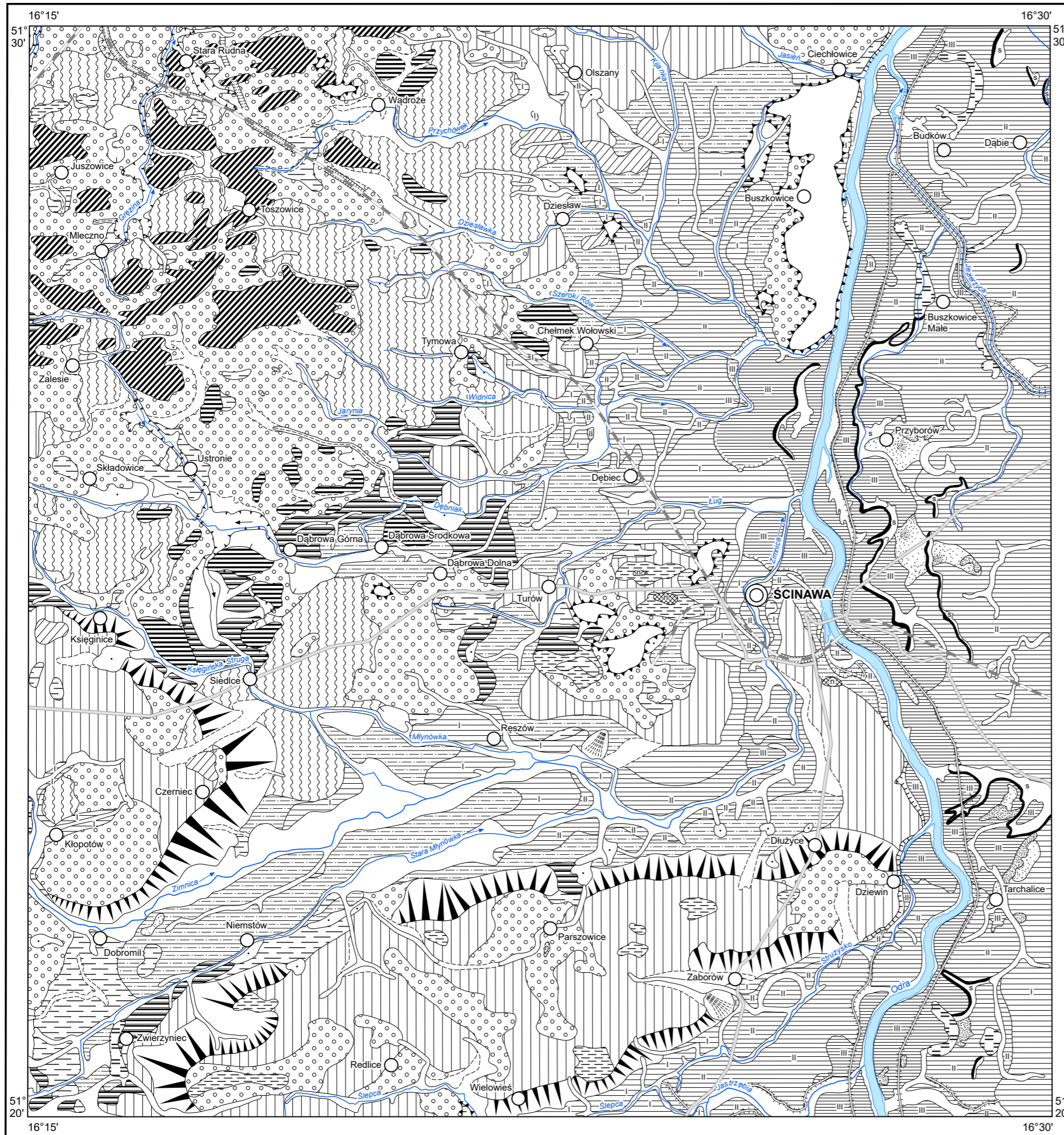
- Teisseyre B., Szwed-Lorenz J., 2015 — Wpływ morfologii stropu białego spągowca na zawartość Cu z serii złożowej, na przykładzie elewacji w złożu “Rudna”. *Zesz. Nauk. DWSPiT Stud. z Nauk Tech.*, 4: 185–194.
- Tietze O., 1910 — Die geologische Verhältnisse der Umgegend von Breslau. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **31**, 1.
- Tietze O., 1914 — Neue Beobachtungen an den Lisseer Endmoränen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **35**, 2.
- Tietze O., 1918 — Die Endmoränen zwischen Oder und Neisse und das Os vom Kolke. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **39**.
- Tokarski A., 1963 — O rozmieszczeniu typów tektoniki polskiego cechsztynu salinarnego. *Pr. Inst. Geol.*, 30. Czterdzięci lat Instytutu Geologicznego 1919–1959, 4. Wyd. Geol., Warszawa: 369–375.
- Tokarski A., 1967 — Lingula w białym spągowcu monokliny przedsudeckiej. Sprawozdanie z Posiedzenia Komisji PAN Oddz. w Krakowie (lipiec–grudzień 1966), Kraków: 634–638.
- Tomaszewski J., 1962 — Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin-Sieroszowice. *Rudy i Metale Nieżelazne*, **7**, 12.
- Tomaszewski J., 1963 — Tektonika brzeżnej części monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Metale Nieżelazne*, **8**, 6.
- Tomaszewski J., 1966 — Charakterystyka litofacjalna utworów cechsztyńskich w brzeżnej części monokliny wrocławskiej. W: Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja Naukowa 20 lat Polskich Badań 1945–1965, Wrocław.
- Tomaszewski J.B., 1978a — Stratygrafia i litologia w okolicach Lubina, Sieroszowic i Głogowa. W: Przewodnik 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze. Wyd. Geol., Warszawa: 166–178.
- Tomaszewski J.B., 1978b — Budowa geologiczna okolic Lubina i Sieroszowic (Dolny Śląsk). *Geol. Sudet.*, **13**, 2: 85–132.
- Tomaszewski J.B., 1985 — Złoże rud miedziowo-polimetalicznych monokliny przedsudeckiej i jego związki z osadami cechsztynu. *Prz. Geol.*, **33**, 7: 375–385.
- Tomaszewski J.B., Cygan J., 1986 — Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechsztynie okolic Lubina. *Geol. Sudet.*, **21**, 1: 259–275.
- Trepka G., Bargiel Z., 1990 — Atlas inżyniersko-geologiczny wschodniej części obszaru LGOM na mapach w skali 1:10 000. Arch. Przeds. Geol. PROXIMA we Wrocławiu, Wrocław.
- Wacnik A., Worobiec E., 2001 — Pollen analysis of the Middle Miocene profile from Legnica, southwestern Poland. *Acta Paleobot.*, **41**, 1: 3–13.
- Wagner M., 1982 — Zmienność litologiczno-petrograficzna i warunki sedymentacji utworów najmłodszego trzeciorzędu w zapadlisku środkowej Odry. *Geol. Sudet.*, **17**, 1–2: 57–101.
- Wagner R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niziu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 146.
- Walczak W., 1970 — Obszar przedsudecki. PWN, Warszawa.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–142.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1987 — Charakterystyka geologiczna podłoża permu obszaru przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 557–568.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1996 — Podłoże monokliny. W: Monografia (A. Piestrzyński, red.). KGHM Polska Miedź SA. Cuprum, Wrocław: 105–109.
- Winnicki J., 1980a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rudna. Inst. Geol., Warszawa.
- Winnicki J., 1980b — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rudna. Inst. Geol., Warszawa.
- Woldstedt P., 1926 — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 77: 172–184.

- Woldstedt P., 1932 — Über Endmoränen und Oser der Saale (Riss) - Vereisung in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 84: 78–84.
- Woldstedt P., 1935 — Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereinungsgebietes 1: 500 000.
- Worobiec E., 2009 — Middle Miocene palynoflora of the Legnica lignite deposit complex, Lower Silesia, Poland. W: Middle Miocene flora and vegetation of the Legnica and Ruja lignite deposits, Lower Silesia, Poland (E. Worobiec, G. Worobiec, red.). *Acta Paleobot.*, 49, 1: 5–133.
- Woszczatyńska Z., 1980 — Dodatek do Kompleksowej dokumentacji geologicznej złoża węgla brunatnego „Legnica” w kat. C₂–1968 r. (Pole północne i wschodnie). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Wroński J., 1967 — Glacitektonika wgłębną Wzgórz Dalkowskich. *Kwart. Geol.*, 11, 1: 151–160.
- Wroński J., 1974 — Wiek bezwzględny aluwii niektórych rzek Dolnego Śląska. *Prz. Geol.*, 22, 12: 602–606.
- Wyżykowski J., 1958 — Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, 6, 1: 17–22.
- Wyżykowski J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. *Prz. Geol.*, 9, 4: 182–186.
- Wyżykowski J., 1964a — Miedzionośność cechsztynu strefy przedsudeckiej. Wyd. Geol., Warszawa.
- Wyżykowski J., 1964b — Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. *Prz. Geol.*, 12, 7/8: 319–323.
- Wyżykowski J., 1971a — Wyniki poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w rejonie Głogów–Ścinawa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wyżykowski J., 1971b — Cechsztyńska formacja miedzionośna w Polsce. *Prz. Geol.*, 19, 3: 117–122.
- Ziemińska M., 1963 — Wyniki badań palynologicznych złoża węgla brunatnego w rejonie Ścinawy i Lubina Legnickiego, woj. wrocławskie. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Inst. Geol. i jego stacji terenowych za okres 1.01.–30.06. 1963 r. *Kwart. Geol.*, 7, 4: 666–667.
- Ziemińska M., 1964 — O możliwości paralelizacji pokładów węgla brunatnego na podstawie wyników analizy sporowo-pyłkowej. *Kwart. Geol.*, 8, 2: 319–325.
- Ziemińska-Tworzydło M., 1974 — Palynological Characteristics of the Neogene of Western Poland. *Acta Paleontol. Pol.*, 19, 3: 309–432.
- Ziemińska M., Niklewski J., 1966 — Stratygrafia i paralelizacja pokładów węgla brunatnego złoża Ścinawa na podstawie analizy sporowo-pyłkowej. *Biul. Inst. Geol.*, 202: 27–60.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk Geol. PAN, Wrocław.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Ścinawa (688)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Równiny zastoiskowe
- Kemy
- Tarasy pradolinne
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Pokrywy lessowe, pyłowate

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Starorzecza:
a. świeże (zawodnione), b. suche
- Krawędzie i stoki:
a. wysoczyzny, b. tarasów
- Dolinki, młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Pagórki morenowe przekształcone
- Ostańce
- Dolinki denudacyjne
- Osuwiska
- Stożki napływowe
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Wały przeciwpowodziowe, groble, tamy i nasypy
- Wcięcia dróg
- Nasypy



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Ścinawa (688)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

- | | | | | |
|------------------|---|-----------------------|---|-----------------------|
| NEOGEN | PLIOCEN | PI | Piaski i żwiry kwarcowo-skalieniowe, ility, mułki i gliny kaolinowe | |
| | MIO-PLIOCEN | MPI | ility, mułki, piaski i żwiry | |
| | MIOCEN | M ₃ | ility, piaski i żwiry | MIOCEN GÓRNY |
| | | M ₂₋₃ | ility, mułki, piaski i węgiel brunatny | MIOCEN ŚRODKOWY-GÓRNY |
| | | M ₂ | ility, piaski, mułki i węgiel brunatny | MIOCEN ŚRODKOWY |
| M ₁₋₂ | ility, łupki, ilowce, łupki ilaste, piaski, mułki i węgiel brunatny | MIOCEN DOLNY-ŚRODKOWY | | |
-
- Wychodnie neogenu
 - Granice geologiczne
 - Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m
 - Krawędzie erozyjne
 - Granice obszaru zaburzeń glacytektonicznych
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: PI – pliocen, MPI – mio-pliocen, M₃ – miocen górny, M₂₋₃ – miocen środkowy-górny, M₂ – miocen środkowy, M₁₋₂ – miocen dolny-środkowy; liczba – liczba rzędna stropu utworów neogenu w m n.p.m.)
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

