



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**  
**PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

**Krzysztof URBAŃSKI i Paweł RÓŻAŃSKI**

**OBJAŚNIENIA**  
**DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**  
**POLSKI**  
**1 : 50 000**

**Arkusz PROCHOWICE (724)**

**AKTUALIZACJA**

z wykorzystaniem  
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Prochowice  
J. Szałajdewicza (1980)



**Ministerstwo**  
**Klimatu i Środowiska**



Sfinansowano ze środków  
**NARODOWEGO FUNDUSZU**  
**OCHRONY ŚRODOWISKA**  
**i GOSPODARKI WODNEJ**

WARSZAWA 2023

Opracowali: Krzysztof URBAŃSKI<sup>1</sup> i Paweł RÓŻAŃSKI<sup>1</sup> – 2019  
z wykorzystaniem  
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Prochowice  
J. Szałajdewicza (1980)

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

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

Redakcja merytoryczna: Magdalena KLUSZEWSKA

ISBN 978-83-67672-32-0

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp .....	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu .....	7
III. Budowa geologiczna .....	11
A. Stratygrafia .....	11
1. Proterozoik–karbon .....	11
a. Neoproterozoik–karbon dolny .....	11
2. Kambr–dewon .....	12
3. Ordowik–karbon .....	14
a. Ordowik–karbon dolny .....	14
4. Karbon .....	16
a. Karbon górny .....	16
5. Perm .....	17
a. Perm dolny + perm środkowy .....	17
Czerwony spągowiec .....	17
b. Perm górny .....	17
Cechsztyń .....	17
6. Paleogen + neogen .....	18
7. Paleogen .....	18
a. Oligocen .....	18
Oligocen dolny .....	18
Oligocen górny .....	19
8. Paleogen–neogen .....	19
a. Oligocen–miocen .....	19
9. Neogen .....	20
a. Miocen .....	20
Miocen dolny .....	20
Miocen dolny i środkowy .....	20
Miocen środkowy .....	21
Miocen środkowy i górny .....	21
b. Miocen–pliocen .....	22
Miocen górny–pliocen .....	22

10. Czwartorzęd .....	23
a. Plejstocen .....	23
Złodowacenia południowopolskie .....	23
Złodowacenie Sanu 1 .....	23
Złodowacenie Sanu 2 .....	24
Złodowacenia środkowopolskie .....	24
Złodowacenie Odry .....	24
Złodowacenie Warty .....	27
Złodowacenia północnopolskie .....	27
Złodowacenie Wisły .....	27
b. Czwartorzęd nierozdzielony .....	28
c. Holocen .....	28
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu .....	29
C. Rozwój budowy geologicznej .....	33
IV. Podsumowanie .....	40
Literatura .....	42

## **SPIS TABLIC**

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

## I. WSTĘP

Obszar arkusza Prochowice (724) SMGP w skali 1:50 000 jest ograniczony współrzędnymi geograficznymi 16°15'–16°30' długości geograficznej wschodniej i 51°10'– 51°20' szerokości geograficznej północnej. Omawiany arkusz jest aktualizacją pierwszej wersji mapy i objaśnień opracowanych przez Szałajdewicza (1980a, b).

Teren arkusza Prochowice stanowi środkowy fragment bloku przedsudeckiego zbudowanego ze skał proterozoiku oraz utworów kambru dolnego–dewonu. Pod pokrywą osadów kenozoicznych występują tu utwory kompleksu kaczawskiego złożonego ze zmetamorfizowanej serii osadowej. W północno-wschodniej części obszaru arkusza występuje kompleks środkowej Odry odgraniczony od kompleksu kaczawskiego linią tektoniczną uskoku południowego środkowej Odry (Cymerman, 2010). W północno-wschodnim narożu obszaru występuje monoklina przedsudecka.

Pod względem administracyjnym obszar arkusza Prochowice (724) znajduje się w obrębie powiatu średzkiego, gminy Malczyce; powiatu legnickiego, gmin: Prochowice, Ruja, Kunice i Legnickie Pole; powiatu wołowskiego, gminy Wołów oraz powiatu lubińskiego, gmin Ścinawa i Lubin. Największym ośrodkiem miejskim na badanym obszarze są Prochowice założone na początku XIII wieku w rozwidleniu ważnych szlaków komunikacyjnych przebiegających w kierunku Wrocławia, Głogowa i Zgorzelca. Według danych z 2011 r. miasto ma ponad 3700 mieszkańców. Gospodarka gminy Prochowice związana jest z sektorem rolniczym. Prochowice to duży ośrodek produkcji drobiarskiej.

Na obszarze Obniżenia Ścinawskiego i Pradoliny Wrocławskiej w sąsiedztwie koryta Odry występują lasy łąkowe i grądowe (dębowo-sosnowe) z siedliskami i okresowymi koloniami ptaków, należące do obszaru chronionego krajobrazu „Dolina Odry”. Wzdłuż doliny Odry rozciąga się Obszar Natura 2000 – Obszar Specjalnej Ochrony Ptaków i Specjalny Obszar Ochrony Siedlisk o tej samej nazwie – „Łęgi Odrzańskie”. W rejonie ujścia Kaczawy do Odry znajduje się rezerwat „Łęg Korea”. Natomiast w rejonie Mierzowic występuje rezerwat florystyczny „Brekinia” – jedyne poza obszarami górskimi stanowisko jarzębu brekinii.

Aktualizowany arkusz Prochowice (724) został wykonany na podstawie wszystkich dostępnych materiałów archiwalnych. Wykonano analizę kilkuset hydrogeologicznych, surowcowych, badawczych i geologiczno-inżynierskich profili otworów wiertniczych. Większość z tych materiałów archiwalnych stała się dostępna już po wydaniu pierwotnego arkusza. Ważnym źródłem danych geologicznych były badania kartograficzne z inwestycji liniowych na linii kolejowej w rejonie Mazurów, które wykonane zostały przez Państwowy Instytut Geologiczny w 2006 r. Dostarczyły one wielu interesujących danych na temat wykształcenia osadów rzecznych pliocenu i plejstocenu. Długie, wielokilometrowe odsłonięcia pozwoliły na przeprowadzenie analizy facjalnej osadów. Dokonano ponadto analizy litologii na podstawie opisów punktów dokumentacyjnych opracowanych na potrzeby map glebowych badanego terenu.

Niezwykle istotne w badaniach kartograficznych na terenie arkusza Prochowice było zastosowanie nowego narzędzia, jakim jest numeryczny model terenu (NMT) wykonany na podstawie danych lidarowych. Pozwoliło to na szczegółową analizę rzeźby terenu i umożliwiło rozpoznanie szeregu procesów geologicznych nierozpoznawalnych innymi metodami. Na tej podstawie dokonano korekty wydanej wcześniej powierzchniowej mapy geologicznej (Szałajdewicz, 1980b). Duża liczba archiwalnych danych wiertniczych pozwoliła na zweryfikowanie rzeźby powierzchni stropu osadów neogenu.

Badania terenowe pozwoliły na opracowanie pod względem litologii osadów odsłaniających się w wyrobiskach przy wykorzystaniu analizy składu petrograficznego frakcji żwirowej. Dzięki obserwacjom terenowym udało się rozpoznać ciągi silnie zdenudowanych moren czołowych w północno-zachodniej części badanego obszaru.

Budową krystalicznego podłoża monokliny przedsudeckiej i bloku przedsudeckiego zajmowali się: Wyżykowski (1961), Oberc (1962), Sokołowski (1967), Grocholski (1975, 1982, 1986), Kłapciński, Górecka i inni (1975), Kłapciński, Juroszek i inni (1975), Wierzchowska-Kicułowa (1984), Grocholski i Drozdowski (1992), Kiersnowski (1995), Cwojdzński i Żelaźniewicz (1995) oraz Cymerman (2010). Utworami mezozoicznymi monokliny przedsudeckiej zajmowali się: Berger (1932), Zwierzycki (1951), Gajewska (1964), Kłapciński (1971, 1993), Grocholski (1975), Parka i Ślusarczyk (1988), Marek i Pajchłowa, (red., 1997) oraz Szyperko-Teller (1997).

Badania neogenu prowadzone były przez Frecha (1915), Dyjora (1970, 1987), Dyjora i Sadowską (1977, 1986), Czerwonkę i Krzyszkowskiego (2001), Badurę i Przybylskiego (2004a) oraz Piwockiego i innych (2004). Zagadnienia związane z tektoniką podłoża podkenozoicznego podejmowane były przez: Sokołowskiego (1967), Sawickiego i innych (1989), Grocholskiego i Drozdowskiego (1992), Cieślę i innych (1997) oraz Cymermana (2010). Tektonikę neogeńską badał Dyjor (1975,

1993b), a neotektoniką tego rejonu zajmowali się Dyjor (1993a), Badura i Przybylski (1999, 2006), Badura, Ber i inni (2004), Badura, Przybylski i inni (2004) oraz Grzempowski i inni (2007).

Problematyka zasięgów i dynamiki zlodowaceń podejmowana była przez Bergera (1937), Czajkę (1931), Woldstedta (1932), Różyckiego (1968), Szponara (1969), Dyjora (1984, 1991, 1993b), Burdukiewicza i Meyera (1991), Czerwonkę i Krzyszkowskiego (1992), Krzyszkowskiego (1992, 1997), Dyjora i Sztromwassera (1999) oraz Badurę i Przybylskiego (1998, 2002, 2004b, 2006). Zagadnienia związane z glacitektoniką poruszali: Markiewicz (1993), Badura, Krzyszkowski i inni (2004), Badura, Ber i inni (2004) oraz Urbański i inni (2011). Problematykę akumulacji rzecznej i wodnolodowcowej w plejstocenie omawiali: Szponar (1969), Krzyszkowski (1993), Badura i Przybylski (2000), Przybylski i Badura (2004) oraz Krzyszkowski i Kuszell (2007). Osady eoliczne badane były przez Jarego (1996, 2007), Jarego i Kidę (1996, 2000) oraz Jarego i innych (2004). Problematyka holocenu omawiana była przez Przybylskiego i in. (2004). Badania stratygraficzne osadów okresów ciepłych w plejstocenie prowadziła Kuszell (2003).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizyczno-geograficznym obszar arkusza Prochowice leży na pograniczu trzech makroregionów: Niziny Śląskiej, Niziny Śląsko Łużyckiej i Wału Trzebnickiego. Południowa część omawianego obszaru znajduje się w obrębie Wysoczyzny Średzkiej, która jest częścią Równiny Wrocławskiej. W części środkowej obszaru arkusza występuje Równina Legnicka i Pradolina Wrocławska, a w części północnej – Wysoczyzna Rościszawicka i Wysoczyzna Lubińska rozdzielone Obniżeniem Ścinawskim. Wysoczyzna Średzka to lekko pagórkowaty i prawie bezleśny obszar o dominującej gospodarce leśnej. Na obszarze arkusza występują glinianki i piaskowniczki związane z eksploatacją osadów piaszczysto-żwirowych serii rzecznych i wodnolodowcowych oraz ilów poznańskich i glin zwałowych. Gleby na opisywanym obszarze należą głównie do typu brunatnoziemnych słabogliniastych i pływowych (Kondracki, 2002). Niewielkie obszary leśne występują w rejonie Motyczyna. Na zachodzie omawianego obszaru znajduje się mezoregion – Równina Legnicka. Obejmuje on szeroką, płaskodenną dolinę dolnej Kaczawy wraz z jej dopływami. Na madach występują tu pola uprawne, a w miejscach bardziej wilgotnych – łąki. Od wschodu przylega on do mezoregionu Pradoliny Wrocławskiej – obszaru doliny Odry wraz z przylegającymi tarasami nadzalewowymi i pradolinowymi. Jest to obszar pokryty głównie plejstoceniowymi i holoceniowymi osadami rzeczno-żwirowymi (przeważnie piaskami, żwirami i madami).

Na północnym wschodzie badanego obszaru znajduje się Obniżenie Ścinawskie – płaski, nisko położony teren w dolinie Odry. We wschodniej części terenu arkusza znajduje się Wysoczyzna Rościśławicka obszar pokryty osadami zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich – głównie piaskami, żwirami i glinami. Jest to teren użytkowany prawie wyłącznie rolniczo. W części północno-zachodniej obszaru arkusza występuje natomiast Wysoczyzna Lubińska – teren pofałdowany, górujący ponad okolicznymi obniżeniami, pokryty osadami zlodowaceń środkowopolskich (głównie piaskami i żwirami oraz glinami). Jest to obszar silnie zalesiony.

Obszar arkusza Prochowice charakteryzuje się dość urozmaiconą rzeźbą powierzchni terenu, na którą silnie wpłynęły denudacja polodowcowa i erozja rzeczna. Najniżej położonym obszarem jest dno doliny Odry na północ od Domaszkowa, położone na wysokości 92,7 m n.p.m. Najwyższą wysokość na obszarze arkusza (około 163 m n.p.m.) osiąga morena czołowa znajdująca się w południowo-zachodniej części omawianego obszaru. Deniwelacja na obszarze arkusza wynosi więc około 70 m.

Początek działalności morfotwórczej rzek można datować na zlodowacenie Warty, gdy rzeki w tym rejonie akumulowały głównie stożki napływowe. Podczas zlodowacenia Wisły dominującym typem koryt rzecznych były roztoki. W holocenie rzeki w obrębie dolin Odry i Kaczawy miały przeważnie charakter meandrujący. Szerokość doliny Odry w obrębie najniższych tarasów akumulacyjnych, zalewowych (poziom VI) waha się od około 1 km w części północnej do około 4 km w części środkowej obszaru arkusza (tabl. I). Wysokość bezwzględna tego poziom tarasowego mieści się w przedziale od 98,0 do 90,0 m n.p.m., a względna od 1,0 do 3,5 m n.p. rzeki. W obrębie doliny Kaczawy szerokość tarasów zalewowych (poziom VI) jest mniejsza, maksymalnie dochodzi bowiem do około 1 km. Wysokość tych tarasów waha się od 110,0 m n.p.m. do 95,0 m n.p.m. i opada w kierunku wschodnim.

W obrębie tarasów zalewowych (poziomu VI) występują liczne stary rzeka, o promieniu od 200 do 400 m. Są one pozostałościami meandrów i są bardzo dobrze widoczne na numerycznym modelu terenu (NMT). Część z nich wypełniona jest wodą, przeważnie jednak są suche. W rejonie Lubiąży przylegają one do wysoczyzny morenowej. Wysoka rozdzielczość NMT umożliwia wyznaczenie śladów kolejnych odsypów meandrowych. Formy te, o szerokości wynoszącej około 20 m i wysokości na ogół sięgających do około 1 m, odzwierciedlają etapy przerzucania koryta w obrębie doliny. Z uwagi na niewielkie wymiary nie zostały one wrysowane na szkic geomorfologiczny.

W obrębie holocenijskiej doliny Odry występują tarasy akumulacyjne, zalewowe (poziomu V) o wysokości dochodzącej do 6,0 m n.p. rzeki. W ich obrębie meandry mają większe rozmiary (promień do około 1 km). Odsypy meandrowe na tych tarasach są słabiej widoczne

w morfologii niż na niższych tarasach zalewowych. Jest to związane z dłuższym oddziaływaniem procesów denudacyjnych.

W obrębie Pradoliny Wrocławskiej i Równiny Legnickiej, w dolinie Kaczawy i Odry, wyróżnione zostały trzy poziomy tarasów nadzalewowych z okresu zlodowacenia Wisły. Najbardziej rozległe są tarasy akumulacyjne poziomu IV (3,0–6,0 m n.p. rzeki). Tarasy akumulacyjne poziomu III (3,0–8,0 m n.p. rzeki) i poziomu II (4,0–10,0 m n.p. rzeki) mają mniejsze rozprzestrzenienie. W obrębie najniższych tarasów nadzalewowych (poziom IV) widoczne są bardzo wyraźnie ślady przepływu rzek o charakterze roztokowym. Na wyższych poziomach tarasowych (II i III) ślady przepływów roztokowych są mniej wyraźne. W odległości 2,5 km na wschód od Prochowic na najniższych tarasach nadzalewowych (poziom IV) występują wydmy o długości dochodzącej do 700 m i wysokości względnej do 3 metrów. Na poziomach tarasowych II i III, na południe od Prochowic, występują równiny piasków przewianych.

W obrębie doliny Odry i Kaczawy występują formy antropogeniczne. W części północnej doliny Odry należącej do Obniżenia Ścinawskiego, po obu stronach koryta wybudowano wał przeciwpowodziowy o wysokości około 5 metrów. Natomiast w rejonie Prochowic kilkukilometrowy odcinek Kaczawy (Bobrek) poprowadzono sztucznym kanałem o głębokości dochodzącej do 6,0 m. Na południe od Bieniowic występują zbiorniki wodne utworzone w wyniku podwodnej eksploatacji żwirów.

W południowej części obszaru arkusza, w obrębie Wysoczyzny Średzkiej rzeźba terenu jest bardziej urozmaicona. Teren ma charakter równinny oraz lekko pagórkowaty i jest położony na wysokości dochodzącej do 140,0 m n.p.m. Najbardziej rozległe spośród akumulacyjnych tarasów rzecznych na tym obszarze są tarasy akumulacyjne (nadzalewowe) poziomu I (6,0–20,0 m n.p. rzeki). Powstały one w okresie zlodowacenia Warty. Ponad obszarem akumulacyjnym, złożonym z kilku poziomów tarasów rzecznych, wznoszą się fragmenty porozcinanej erozyjnie wysoczyzny morenowej płaskiej i równiny wodnolodowcowe z ostańcami w postaci moren czołowych. Długość tych form dochodzi do 5,0 km, a szerokość wynosi około 500 m. Osiągają wysokość względną do kilkunastu metrów. Moreny czołowe na obszarze Wysoczyzny Średzkiej ułożone są głównie w kierunku NW–SE. W rejonie Klebanowic i Rogoźnika, w sąsiedztwie moren czołowych, występują zagłębienia powstałe po martwym lodzie.

W rejonie miejscowości Cichobórz występują dwa kemy o wyraźnie południkowym przebiegu. Ich wysokość dochodzi do około 10 m. Stanowią, obecnie już słabo widoczny, element krajobrazu polodowcowego. Wokół jezior Kunickiego i Jaśkowickiego wydzielono równiny jeziorne.

W rejonie Jeziora Koskowickiego występują także r ó w n i n y t o r f o w e . Obszar Równiny Legnickiej porożcinany jest holocenią doliną Kaczawy i dolinkami jej podrzędnych dopływów.

Powszechnie na obszarze Wysoczyzny Średzkiej płaskie strefy, w których odsłaniają się osady wodnolodowcowe z fazy transgresyjnej zlodowacenia Odry, osady zlodowaceń południowopolskich oraz utwory neogeńskie należące do formacji poznańskiej i gozdnickiej, uznano za r ó w n i n y d e n u d a c y j n e . Powstały one prawdopodobnie w wyniku erozyjnego zderzenia pokrywy osadów lodowcowych i wodnolodowcowych fazy regresywnej zlodowacenia Odry przez wody roztopowe. Oddzielone są one od niżej zalegających tarasów nadzalewowych d ł u g i m i s t o k a m i . W części południowej i południowo-zachodniej omawianego obszaru wydzielono p o k r y w y l e s s o w e .

Na północny wschód od Lubiąża w obrębie Wysoczyzny Rościśławickiej powierzchnia terenu wznosi się do wysokości 148,4 m n.p.m. Jest to obszar wysoczyzny morenowej porożcinanej erozyjnie i zdenudowanej. Okalające go równiny wodnolodowcowe leżą na wysokości od około 120 do 130 m n.p.m. Po stronie wschodniej wysoczyzna rozcięta jest licznymi s u c h y m i d o l i n a m i i d o l i n k a m i d e n u d a c y j n y m i o g ł ę b o k o ś c i od około 3 do 15 m. W rejonie Lubiąża na granicy z doliną Odry zostały wykartowane o s u w i s k a o d ł u g o ś c i dochodzącej do 130 m i s z e r o k o ś c i około 600 m.

W północno-zachodniej części obszaru arkusza znajduje się Wysoczyzna Lubińska. Jest to rejon wysoczyzny morenowej płaskiej, położonej na wysokości przekraczającej 140,0 m n.p.m. Rejon najwyżej wzniesiony jest jednocześnie obszarem silnie zdenudowanym w okresie po zlodowaceniu Odry. Otoczony jest pokrywami wodnolodowcowymi położonymi niżej — na wysokości około 125–135 m n.p.m. W rejonie Miłoradziec występują moreny czołowe o wysokości względnej do 5,0 m, rozciągające się w kierunku NW-SE, część z nich jest ukierunkowana równoleżnikowo. Stanowią one młodszy element morfologiczny nałożony na formy starsze. Występujący bowiem na północy wyniesiony obszar w obrębie Wysoczyzny Lubińskiej i Rościśławickiej stanowi rozciągającą się równoleżnikowo strefę południowopolskich zaburzeń glacictektonicznych. Na tę częściowo już zdegradowaną formę morfologiczną zostały nałożone młodsze moreny czołowe związane ze zlodowaceniem Odry. Obecnie wyraźnie zaznaczają się one w morfologii terenu. Silnie zdenudowane w wyniku procesów erozyjnych pagórki moren czołowych zostały wydzielone na szkicu geomorfologicznym jako p a g ó r k i m o r e n o w e p r z e k s z t a ł c o n e . Występują tu także suche doliny.

Na obszarze arkusza między Malczycami, Lubiążem i dalej na północ płynie rzeka Odra. Jej największym dopływem jest Kaczawa. Rzeki te łączą się na wschód od Prochowic, ujściowy odcinek Kaczawy ma charakter kanału. Mniejsze cieką to Kaczorek, Cicha Woda i Młynna. Na poziomie zalewowym współczesnej doliny Odry występuje wiele starorzeczy, które stanowią lokalne

zbiorniki wód powierzchniowych. W pobliżu ujścia rzeki Cicha Woda do Odry znajduje się sztucznie przekopany kanał o nazwie Suszka (Kanał Rogowski).

W części wschodniej Wysoczyzny Średzkiej znajduje się największy naturalny zbiornik wodny na omawianym obszarze – Jezioro Kunickie oraz mniejsze jeziora Jaśkowickie i Koskowickie. Wchodzą one w skład szczytkowo zachowanego Pojezierza Legnickiego (Plewniak, 1978).

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

#### **A. STRATYGRAFIA**

##### **1. Proterozoik–karbon**

###### **a. Neoproterozoik–karbon dolny**

Fyllity, łupki łyszczkowe, gnejsy, granitognejsy, kwarcyty i amfibolity – tworzą podłoże krystaliczne w północnej części obszaru arkusza, w obrębie kompleksu środkowej Odry. Wiek tych skał jest nieznan, ale można go skorelować z innymi typami podobnie wykształconych serii skalnych i wysunąć przypuszczenie, że powstały w neoproterozoiku–karbonie dolnym. Cały kompleks skał jest intensywnie sfałdowany. Występujące tu skały odznaczają się przeważnie średnim stopniem metamorfizmu. Na obszarze arkusza Prochowice utwory te opisane zostały w ośmiu otworach wiertniczych (4–6, 8, 9, 23, 27, i 33). W sześciu z nich były to łupki sfyllityzowane, mocno zwietrzałe, silnie spękane o barwie głównie szarozielonej i szarozółtej z licznymi żyłkami kwarcu. W pozostałych dwóch otworach nawiercono: w rejonie Gromadzyna (otw. 9) kwarcyty i na południe od miejscowości Jurcz (otw. 27) amfibolity drobnoziarniste z przewagą zielonej hornblendy w składzie mineralnym, miejscami ze spękaniem wypełnionymi żyłkami kwarcowo-kalcytowymi nachylonymi pod kątem 75°. Na głębokości 248,0 m zaobserwowano w amfibolitach żyłkę mikrodiorytu nachyloną pod kątem 70°. W dwóch przedziałach głębokościowych (238,0–245,0 m oraz 254,0–256,5 m) skały wykazywały silne spękania.

Najwyższe położenie stropu opisywanej grupy skał zanotowano w rejonie Jurcza (otw. 27) na wysokości 131,0 m p.p.m., a najniższe – w rejonie Mierzowic (otw. 23) na wysokości 206,6 m p.p.m. W obrębie kompleksu środkowej Odry na obszarze sąsiedniego arkusza Brzeg Dolny SMGP (Przybylski, Ciszek, 2021a, b) w profilach otworów w Przedmościu opisano gnejsy amfibolowe, a w rejonie Kadłuba – skały gnejsowe. Na obszarze arkusza Lubin SMGP (Przybylski, Badura, 2015a, b) w okolicy Pieszkowa (około 5 km na północny zachód od granic obszaru arkusza Prochowice) w spągu profilu wiercenia stwierdzono granitognejsy. Opisanym powyżej gnejsom powszechnie

towarzyszą łupki łuszczkowe. Łupki kwarcowo-skaleniove w obrębie opisywanej jednostki nawiercono w okolicy Środy Śląskiej (Urbański, Różański, 2021a, b) na południe od Komornik.

Według Szałajdewicza (1980a):

seria amfibolitowa jest starsza od zieleńcowej (Grocholski i in., 1975) i stanowi elewowaną część skorupy ziemskiej w obrębie bloku przedsudeckiego.

W południowej części obszaru arkusza Prochowice wśród opisywanej grupy skał nie wyklucza się występowania gnejsów, których wychodnie występują w rejonie Wądroża Wielkiego (Urbański, Różański, 2016a, b) i są oddalone o zaledwie kilka kilometrów od południowej granicy terenu arkusza Prochowice.

Wiek protolitu powyżej opisanych skał nie został dotychczas określony. Być może są to skały równowiekowe z ortognejsami z Wądroża Wielkiego, których ostatnie oznaczenia wieku radiometrycznego (na 9 próbkach) metodą U-Pb na cyrkonach (Żelaźniewicz i in., 2004), wskazały na  $548 \pm 8$  Ma BP. Pozwala to przypuszczać, że skały te pochodzą z przelomu neoproterozoiku i kambru dolnego. Procesy metamorficzne mogły zachodzić, i najprawdopodobniej zachodziły, aż do karbonu dolnego. Opisywane gnejsy podłoża krystalicznego mogą być też korelowane z ortognejsami ze Strzelina należącymi do metamorfiku Wzgórz Strzelińskich, czyli metamorficznej osłony granitoidów Strzelina, uważanych za zmetamorfizowane proterozoiczne granity o wieku  $600 \pm 7$  Ma BP i  $568 \pm 7$  Ma BP (Oberc-Dziedzic i in., 2003) lub z ortognejsami należącymi do kompleksu Stachowa (Wzgórz Lipowych) (Oberc-Dziedzic i in., 2005). Oznaczenia wieku krystalizacji protolitu magmowego gnejsów ze Stachowa, które wchodzi również w skład metamorfiku Wzgórz Strzelińskich, metodą SHRIMP na cyrkonach dały rezultat  $500 \pm 5$  Ma BP (Olivier i in., 1993, Klimas, 2008, Mazur i in. 2010), a więc przypadają na kambr górny. Zdaniem Utziga (1975) protolit skał kompleksu przedsudeckiego w kompleksie środkowej Odry był pochodzenia osadowego. Utworami wyjściowymi dla wyżej opisanych odmian litologicznych miałyby być zdaniem tego autora iłowce, mułowce, szarogłazy, okazyjnie wapienie i zasadowe skały wulkanogeniczne, które w kolejnym etapie poddane zostały procesom metamorficznym w facji amfibolitowej.

## 2. Kambr–dewon

Łupki zieleńcowe, zieleńce, łupki zieleńcowo-porfiroidowe i porfiroidy. Pomimo że nie stwierdzono tego typu odmian litologicznych w żadnym z otworów wykonanych na terenie arkusza Prochowice, autorzy opracowania proponują wprowadzenie tego wydzielenia. Jest to grupa skał typowa dla jednostki Środy Śląskiej. Zdaniem autorów zasięg tej jednostki

jest znacznie większy niż przedstawiony przez Cymermana (2010) i ma swoją kontynuację na obszarze opisywanego arkusza. Przemawia za tym obecność wyraźnej anomalii magnetycznej (Cieśla i in., 1997) przebiegającej wzdłuż uskoku południowego środkowej Odry z południowego wschodu na północny zachód, od północnych okolic Malczyc przy wschodniej granicy obszaru arkusza po Lisowice. Ma ona szerokość około 1–2 km. Wyżej wymienione odmiany skalne zostały nawiercone w rejonie Chomiąży (otwór Chomiąża IG-1), w odległości niespełna 3 km od wschodniej granicy obszaru arkusza Prochowice. W profilu tego otworu stop opisywanych utworów znajduje się na głębokości 204,0 m (105,0 m p.p.m.). W dwóch kolejnych otworach, zlokalizowanych na południowy wschód od opisywanego obszaru (odpowiednio 9 km i 23 km od granicy), strop powierzchni skał zieleńcowych został nawiercony na wysokości 15,0 m p.p.m. w Środzie Śląskiej (otw. Środa Śląska IG-1) i 14,0 m n.p.m. w rejonie Lisowic (otw. Wilków IG-1). Można więc założyć, że powierzchnia tych utworów zapada na północny zachód.

Szczegółowy opis litologiczno-stratygraficzny profili opisywanych otworów sporządził zespół pod kierownictwem W. Bobińskiego (Bazińska i in., 2001a). W otworze w Chomiąży przewiercono 521,0 m tychże skał. Największy udział w profilu otworu wiertniczego miały porfiroidy (214,7 m) i łupki zieleńcowe (210,0 m) zdecydowanie mniejszy – łupki zieleńcowo-porfiroidowe (65,4 m). Najmniejszy udział stanowiły typowe zieleńce (21,8 m). Porfiroidy charakteryzują się szarą lub ciemnoszarą barwą, strukturą bardzo drobnoziarnistą lub mikrokrystaliczną, niekiedy też porfirową. Są to skały afanitowe o teksturze masywnej lub łupkowej. Głównymi składnikami mineralnymi są: kwarc i albit, podrzędnie występuje muskowitz i serycyt, chloryty, epidot i kalcyt. Wyniki analiz chemicznych pozwoliły sklasyfikować te skały jako odpowiedniki andezytów oraz andezytów leuko-kwarcowych. Łupki zieleńcowe to skały drobnoziarniste, o różnych odcieniach zieleni: zielonoszare, jasnoszare niekiedy z białymi laminami. Charakteryzują się one przede wszystkim powszechnie widoczną laminacją oraz złupkowaniem. Głównymi minerałami łupków są: albit, chloryty i epidot, rzadziej występują w nich: kalcyt, aktynolit, kwarc, serycyt, stłpnomelan, minerały nieprzezroczyste oraz akcesorycznie: apatyty, leukoksen, tytanit, rutyl, hornblenda, augit, zoisyt i klinozoisyt. Łupki zieleńcowo-porfiroidowe są utworami wyraźnie laminowanymi o zmiennym zabarwieniu, przeważnie jasnym. Pod względem genetycznym są to prawdopodobnie tufy, składające się pierwotnie z materiału wulkanoklastycznego o odmiennym chemizmie, być może pochodzącego z dwóch różnych źródeł. Ostatnią odmianą są typowe zieleńce, które odznaczają się teksturą masywną lub słabo kierunkową. Rzadko obserwowane są w tym rdzeniu typowo masywne zieleńce, częściej występują wśród nich odmiany bardziej przypominające wyglądem łupki zieleńcowe. W skałach tych występuje ten sam zestaw minerałów skałotwórczych co w łupkach zieleńcowych. Z przeprowadzonych analiz

geochemicznych wynika, że zieleńce te odpowiadają andezytom oraz leuko-kwarcowym andezyto-  
idom i bazaltoidom. Wszystkie wyżej wymienione skały powstały w wyniku metamorfozy wulkani-  
tów lub ich tufów oraz utworów subwulkanicznych w facji zieleńcowej, przy czym w przypadku  
łupków zieleńcowych początek przeobrażeń miał miejsce w trakcie wylewu lawy na dnie morskim  
(Bobiński, red., 2001). Przedstawione odmiany skalne metawulkanitów trudno na obecnym etapie  
skorelować z tego typu skałami występującymi w metamorfiku kaczawskim Gór Kaczawskich.  
Głównym powodem takiego stanu rzeczy jest stosowanie w nowszych opracowaniach dotyczących  
metawulkanitów w metamorfiku kaczawskim odmiennych analiz geochemicznych niż te które były  
wykorzystane do określenia materiału wyjściowego dla opisanych powyżej skał. Jedynie w przypad-  
ku porfiroidów i podobnych do nich pod względem chemizmu keratofirów znanych z Gór Kaczaw-  
skich można stwierdzić, na podstawie odmiennej ilości zawartości w tych skałach kwarcu oraz pro-  
porcji skaleni, że opisane porfiroidy nie odpowiadają typowym kwaśnym wulkanitom lecz bardziej  
odpowiadają skałom zasadowym (obojętnym). Określenie pozycji stratygraficznej metawulkanitów  
pochodzących z opisywanej strefy między kompleksem (metamorficznym) środkowej Odry a seriami  
kompleksu kaczawskiego jest trudne. Zostały one zaliczone, jedynie na podstawie analogii z poblis-  
kim metamorfikiem kaczawskim, do starszego paleozoiku (kambr–dewon). W literaturze przyjmuje  
się, że występujące na bloku przedsudeckim i w Górach Kaczawskich skały zieleńcowe pochodzą  
z metabazaltów typu E- i N-MORB powstałych w środowisku dojrzałego ryftu w obrębie skorupy  
oceanicznej (Furnes i in., 1994; Kryza, Muszyński, 2003).

### **3. Ordowik–karbon**

#### **a. Ordowik–karbon dolny**

Dominująca część podłoża podkenozoicznego (około trzy czwarte obszaru opisywanego arku-  
sza) jest zbudowana z utworów metamorficznych kompleksu kaczawskiego. Skomplikowana tekto-  
nika tego kompleksu, brak odsłoneń, zwłaszcza w strefach granicznych, znikoma liczba danych do-  
tycząca śladów fauny kopalnej oraz brak oznaczeń geochronologicznych powoduje, że proponowane  
dla poszczególnych jednostek schematy litologiczne wciąż pozostają niejednoznaczne i wymagają  
dalszych badań (por. Teisseyre, 1963, 1967; Oberc, 1972; Kornaś, 1977; Urbanek, 1977, 1978; Bara-  
nowski i in., 1982, 1987, 1990; Haydukiewicz, Urbanek, 1986; Haydukiewicz, 1987; Kryza,  
Muszyński, 1992, 2003; Furnes i in., 1994; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2002).  
Według najnowszych poglądów kompleks kaczawski obejmuje utwory wyłącznie paleozoiczne, które  
stanowiły niegdyś ciągłą sekwencję osadowo-wulkaniczną, wieku od kambru (?)/ordowiku po kar-  
bon dolny (Baranowski i in., 1990; Kryza, Muszyński, 2003). W budowie wglębnej badanego

obszaru, w obrębie kompleksu kaczawskiego wyróżniono serię łupkową z wkładkami zieleńców i wapieni krystalicznych.

Łupki talkowo-serycytowe, łupki serycytowe, łupki talkowe, fyllity, szarogłazy, keratofiry i łupki kwarcowo-serycytowe tworzą jeden kompleks łupkowy wzajemnie przewarstwiających się odmian litologicznych. Utwory te opisane są w 50 otworach na obszarze arkusza Prochowice (otw.: 1–3, 15, 16, 18, 19, 21, 35, 38, 41, 47, 57, 58, 60, 62–67, 73–80, 84, 86, 89, 94, 99, 101, 104–114, 116, 117, 118 i 123), a 9 otworów zakończonych zostało w zwietrzelinach tych skał. Strop serii łupkowej położony jest najniżej na wysokości 180,4 m p.p.m w Miłoradzicach (otw. 1), a najwyżej — 85,5 m n.p.m. w Wilczkowie (otw. 111). Tak liczne wiercenia i udokumentowanie opisywanej serii związane jest z rozpoznaniem złoża węgla brunatnego „Legnica”. Jednakże w profilach otworów dokumentujących złożę węgla brunatnego nawiercono i opisano jedynie stropową część kompleksu kaczawskiego (zwykle do paru bądź kilkunastu metrów głębokości). Tylko w dwóch otworach w Szczedrzykowicach (otw. 84) i w Wilczkowie (otw. 111) odwiercono grubszy pakiet opisywanych utworów metamorficznych. W pierwszym z nich opisano około 25 m skał określonych jako łupki łyszczykowe, o strukturze drobnoziarnistej i barwie brunatnej i brunatno-zielonej, a poniżej 22-metrowej grubości pakiet łupków chlorytowych o barwie szarozielonej. W drugim otworze (otw. 111) opisano profil skał typu łupków metamorficznych o różowym zabarwieniu z widoczną foliacją, o miąższości 36,5 m, miejscami z żyłkami kwarcowymi. Opis skał z otworu w Wilczkowie (otw. 111) może sugerować, że są to utwory należące do jednostki z Wądroża Wielkiego reprezentowanej przez skały gnejsowe pochodzące z interwału neoproterozoik–kambr dolny. W 13 otworach zanotowano łupki talkowo-serycytowe (otw.: 38, 41, 47, 58, 66, 74, 77, 89, 94, 99, 104, 112, 113), w 10 innych otworach opisano łupki serycytowe (otw.: 1, 16, 21, 57, 60, 62, 67, 75, 79, 109), w kolejnych 11 otworach podłoże krystaliczne określono jako łupki fyllitowe (otw.: 3, 15, 73, 76, 78, 105) oraz na łupki talkowe (21, 35, 80, 110, 123). W 9 innych otworach przy opisie skał podłoża użyto bardzo ogólnych określeń: łupki metamorficzne (114, 116, 117), łupki krystaliczne (107, 108, 118) bądź łupki (63, 64, 65). W rejonie Miłoradzic w dwu przypadkach w spągu profilu otworu opisano szarogłazy (otw.: 18, 19), a w jednym keratofiry (otw. 2). Szałajdewicz (1980a) w Objasnieniach do pierwszej wersji arkusza Prochowice opisywał wymienione utwory następująco:

Łupki serycytowe mają strukturę lepidoblastyczną i teksturę kierunkową. Wielkość składników mineralnych w obrębie tła skalnego waha się od 0,01 do 0,1 mm. Niekiedy kwarc gromadzi się w soczewkach, żyłkach i nieregularnych skupieniach. [...] serycyt wykształcony jest w formie drobnych blaszek o wielkości od 0,01 do 0,1 mm. Szarogłazy [...] składają się z kwarcu, skalenia, łyszczyków i chlorytu, o różnym stopniu obtoczenia ziarn.

Budowę kompleksu kaczawskiego w sąsiedztwie terenu arkusza Prochowice szczegółowo opisano na podstawie profilu otworu Cesarzowice IG-1 (około 8 km na południowy wschód od południowo-wschodniego narożnika obszaru arkusza). W omawianym otworze odwiercono w sumie 1232,5 m skał wchodzących w skład omawianej serii. Przeważały tu łupki kwarcowo-serycytowe i serycytowo-kwarcowe, następnie fyllity z podrzędnie występującymi łupkami grafitowymi, łupkami kwarcowymi, łupkami chlorytowymi, łupkami węglanowymi i wapieniami krystalicznymi (Bobiński, Cymerman, red., 2001). Opisane skały łupkowe i fyllity powstały w warunkach metamorfizmu o bardzo niskim i niskim stopniu (faza zieleńcowa). Skałami wyjściowymi dla łupków były mułowce i piaskowce, a dla fyllitów iłowce. Pierwotnie osady te powstały jako produkt spływów turbidytowych (Baranowski i in., 1987). Występujące wtrącenia wapieni krystalicznych mają prawdopodobnie genezę organodetrytyczną. Badania palinologiczne przeprowadzone na opisywanej serii łupkowej nie wykazały żadnych szczatków roślinnych, nie wykryto również żadnych fragmentów konodontów. Oznaczono jedynie w kilku próbach fragmenty Acritarcha, sporadycznie *Leiosphaeridium* sp. i *Polyforma* sp. (Błazińska i in., 1986). Ze względu na brak możliwości dokładniejszego określenia wieku opisywanych skał metodami palinologicznymi i palentologicznymi przyjęto tu wiek ordowik-karbon powołując się na duże podobieństwo tychże skał do rozprzestrzenionego w kompleksie kaczawskim grupy zmetamorfizowanych piaskowców, mułowców i iłowców ineterpretowanych jako osady fliszu normalnego (Baranowski, 1975). Wiek przywołanego zespołu skalnego został oszacowany na bliżej nieokreślony ordowik na podstawie fragmentu konodonta *Protopanderodus* sp. (Urbanek i in., 1977), znalezionej w tej sekwencji osadów w dolinie Kamiennika (jednostka Rzeszówka – poza granicami obszaru arkusza). Dla całości opisywanego kompleksu przyjęto, poprzez analogię do obszaru sąsiednich arkuszy Wądroże Wielkie i Środa Śląska, przedział wiekowy ordowik–karbon dolny. Stwierdzone w dwóch otworach szarogłazy uznano za utwory dolnokarbońskie (Jerzmański, Walczak-Augustyński, 1994, 1995). W karbonie dolnym doszło do zmetamorfizowania kompleksu kaczawskiego.

#### **4. Karbon**

##### **a. Karbon górny**

Granitognejsy zostały opisane w otworze 51 w Rogowie Legnickim. Według Grocholskiego (1975) utwory te należy zaliczać do westfalu przez analogię do podobnych skał, których wiek wyznaczony metodą K-Ar określony został na przedział od 300 do 350 mln lat. Intruzje granitowe, z których wywodzą się opisywane skały związane są z orogenezą waryscyjską. Są to skały o barwie ciemnozielonej miejscami (bardziej lub mniej) zwietrzałe. Strop granitognejsów nawiercono na rzędnej 185,5 m p.p.m.

## 5. Perm

Rejon Domaszkowa, w północno-wschodnim narożu obszaru arkusza Prochowice położony jest w obrębie monokliny przedsudeckiej. Na metamorficznych skałach bloku przedsudeckiego leżą przekraczająco i dyskordantnie utwory permu. Granica między krystalicznym podłożem kompleksu środkowej Odry, a monokliną przedsudecką ma charakter tektoniczny (strefa uskoku środkowej Odry). Podłoże utworów kenozoicznych znane jest tu tylko z jednego otworu (otw. 13), w którym opisano osady zaliczane do permu. Są to utwory czerwonego spągowca (perm dolny i środkowy) i zalegające na nich morskie osady cechsztynu (perm górny) różniące się wykształceniem litologicznym (Kłapciński, 1971, 1993).

### a. Perm dolny + perm środkowy

#### Czerwony spągowiec

Piaskowce tworzą kompleks o miąższości powyżej 55,5 m i są wykształcone w postaci drobnoziarnistych piaskowców o lepszemu ilastym. Mają barwę szaro-różową lub różowo-ceglastą i są warstwowane poziomo, miejscami lekko skośnie. Głównym składnikiem piaskowców są słabo obtoczone lub kanciaste ziarna kwarcu oraz (rzadziej) skaleni. Są to skały słabozwięzłe i porowate. Strop opisywanych piaskowców leży na wysokości 249,4 m p.p.m. Ich miąższość nie jest znana, ponieważ zespół tych osadów nie został przewiercony. Według dotychczasowych poglądów utwory czerwonego spągowca reprezentowane przez czerwone piaskowce są pochodzenia eolicznego. Wskazują na to charakterystyczne rysy stwierdzone na powierzchni okruchów zlepieńców, dobre obtoczenie ziaren i lakier pustyni powlekający ziarna okruchowe (Słupczyński, 1979).

### b. Perm górny

#### Cechsztyn

Seria cechsztynu zbudowana jest głównie ze skał pochodzenia chemicznego, wykształcona w facji litoralnej. Przyczyną jej powstania była transgresja morska jaka nastąpiła po utworzeniu się basenu intrakratonicznego po ustąpieniu ruchów górotwórczych orogenezy waryscyjskiej i akumulacja na dnie tego zbiornika.

Wapienie dolomityczne i łupki ilaste stanowią pozostałość po obecności płytkiego zbiornika morskiego. Serię tą rozpoczynają ciemnoszare łupki ilaste i ilasto-piaszczyste o miąższości 16,7 m. Dominującym składnikiem frakcji piaszczystej jest kwarc. Górną część profilu osadów stanowią porowate, gąbczaste wapienie dolomityczne z licznymi fragmentami skorup mięczaków,

o miąższości 61,3 m. Wapienie te miejscami przeławiczone są warstewkami łupków ilastych. Strop osadów cechsztynu występuje na rzędnej 171,4 m p.p.m.

## **6. Paleogen + neogen**

Gliny zwietrzelinowe (regolity) i rumosze leżą bezpośrednio na skałach litych podłoża paleozoicznego oraz występują jako pokrywy na bazaltach. Utwory te prawdopodobnie są różnego wieku. Te zalegające bezpośrednio na utworach kompleksu kaczawskiego, kompleksu środkowej Odry i na skałach plutonicznych karbonu podścielają utwory oligocenu dolnego. Zwietrzeliny w stropie bazaltów mogą być zatem oligoceńskie, ale nie można wykluczyć, że tworzyły się również w miocenie. Zależy to od wieku intruzji bazaltowych, ale wobec małej ilości datowań, nie można tego w sposób pewny określić. Zwietrzeliny stwierdzano w wielu otworach wiertniczych głównie w obrębie kompleksu kaczawskiego. Największą miąższość (dochodzącą do około 56 m) osiągają w otworze w Mierzowicach (otw. 23). Na ogół ich miąższość nie przekracza 20 m. Są to gliny powstałe w wyniku wietrzenia chemicznego rumoszków pochodzących z dezintegracji łupków metamorficznych i fyllitów kompleksu kaczawskiego oraz innych skał metamorficznych. Na obszarze arkusza Prochowice występują również rumosze i zwietrzeliny grubookruchowe powstałe w wyniku wietrzenia mechanicznego, które leżą również na skałach permskich i intruzjach bazaltowych. W zależności od skały macierzystej zwietrzeliny mają różne zabarwienie: są szare, szarozielone lub rdzawe. Miejscami zwietrzeliny są skaolinizowane. W niektórych miejscach w obrębie opisywanych osadów stwierdzano struktury powstałe w wyniku przemieszczenia grawitacyjnego (Szałajdewicz, 1980a).

## **7. Paleogen**

### **a. Oligocen**

#### **Oligocen dolny**

Na zwietrzelinach i skałach kompleksu kaczawskiego zalegają jasnoszare i szarozielone smugowane m u ł o w c e zawierające glaukonit (otw. 99). Zaliczono je do formacji czempieńskiej. Osady te tworzyły się we facji brakicznej i lagunowej. Są związane z zalewem morskim w oligocenie dolnym. Prawdopodobnie odpowiadają one utworom morskim formacji rupelskiej związanej z subsydencją depresji północnoniemiecko-polskiej (Ludwig, Schwab, 1998), która tworzyła się też w oligocenie dolnym (rupelu). Miąższość opisywanych utworów na ogół nie przekracza około 30 m.

## Oligocen górny

Nad utworami morskimi i brakicznymi leżą piaski i mułki formacji leszczyńskiej. Są to kwarcowe droбноziarniste piaski i mułki piaszczyste z łyszczkami (otw. 87), którą można wiązać z oligocenem górnym. Utwory te tworzyły się w środowisku brakicznym lub lądowym. Utwory formacji leszczyńskiej występują na badanym obszarze jedynie fragmentarycznie, a ich miąższość dochodzi do kilkunastu metrów.

### **8. Paleogen–neogen**

#### a. Oligocen–miocen

Bazalty i tufy bazaltowe opisane zostały w siedmiu otworach wiertniczych, z czego w pięciu rozpoznano bazalty: w rejonie Gogołowic (otw. 7, 22), Kłębanowic (otw.: 97, 112) i Rogoźnika (otw. 116), zaś tufy bazaltowe opisano na południe od Miłoradzie (otw. 18) oraz na wschód od Kunic (otw. 76). Opisywane skały wylewne na omawianym terenie występują w formie kominów (czopów), dajek i niewielkich pokryw lawowych. Bazalty mają kolor szaroczarny, strukturę afanitową i porfirową oraz bezładną i masywną teksturę. Opisywane skały miejscami są spękane. Oznaczają się gruzelkowatym przełamem. W składzie mineralnym w formie prakryształów występują głównie oliwiny, a także pirokseny i plagioklasy, tło skalne tworzą zaś pirokseny, plagioklasy, nefelin, magnetyt, apatyty i zeolit. Stropowe wylewy bazaltów najniżej zaobserwowano w rejonie Gogołowic (otw. 7) na wysokości 165,0 m p.p.m., a najwyżej w rejonie Kłębanowic na wysokości 81,0 m n.p.m. (otw. 97).

Wylewom bazaltowym towarzyszą niekiedy utwory tufogeniczne. Na południe od Miłoradzie (otw. 18) stwierdzono około 16 m tufów bazaltowych o barwie jasnoszarej z plamami wiśniowymi i wkładkami materiału ilastego oraz około 10-metrowej miąższości warstwę ilów pstrych z przewarstwieniami tufów bazaltowych. W otworze w rejonie Kunic odwiercono tufy, których miąższość wynosi około 10 m. Są one nieco ilaste i mają barwę szaro-ceglaną, jedynie w stropowej części szaroniebieską.

Nie jest znany dokładny wiek wylewów bazaltowych na terenie arkusza Prochowice. Od dawna bazalty występujące na bloku przedsudeckim wiązano jednak z paleogenem (Kural, 1979). Metodą K-Ar datowano bazalty w rejonie na południe od Legnicy. Wyniki badań wskazują, że wylewy tych bazaltów miały miejsce około 18–38 mln lat temu (Badura i in., 2005). Pozwala to określić ich wiek na przełom eocenu i miocenu, ale zdecydowana większość cytowanych datowań wskazuje na wiek powstania młodszy niż 34 mln lat temu, dlatego przypisano im tu wiek oligoceńsko-mioceński.

## 9. Neogen

### a. Miocen

#### Miocen dolny

Żwiry, piaski, iły, mułki i węgiel brunatny – formacja rawicka. Formacja rawicka (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) leży bezpośrednio na podłożu podkenozoicznym, zwietrzelinach oraz na morskich utworach formacji czempińskiej. Osady te stwierdzono na wysokości od 175,0 m p.p.m. do 75 m n.p.m. (otw. 13, 33, 51, 87, 89, 114). Nie odsłaniają się one na powierzchni terenu. Miąższość całej formacji dochodzi do prawie 130 m (otw. 51). W jej spągu, w części północnej badanego obszaru, leży pokład węgla brunatnego o miąższości dochodzącej do około 12 m, należący do ogniwa dąbrowskiego (Piwocki i in., 2004).

W dolnej części formacji rawickiej występują osady grubookruchowe. W otworze 33 opisano żwiry drobnoziarniste złożone z ostrokrawędzistych ziarn kwarcu, skaleni, lidytu, porfirów i zieleńców o miąższości około 13 metrów, które zalegają bezpośrednio na zwietrzelinach kompleksu środkowej Odry.

W środkowej części profilu występuje seria drobnoziarnistych szarych i szarzielonych piasków pyłowych z przewarstwieniami mułków szarych i brązowych, które zawierają niekiedy okruszki węgla brunatnego. Są to utwory źle wysortowane. W składzie minerałów ciężkich nieprzezroczystych stwierdzono: dysten (35%), staurolit (16%), silimanit (13%), turmaliny i granaty (po 10%; Szałajdewicz, 1980a).

W górnej części profilu formacji rawickiej zaznacza się większy udział mułków i mułków ilastych szarzielonych, szarych z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych miejscami zawierających domieszki jasnych łuszczaków. Osady w górnej części formacji są lepiej wysortowane i różnią się pod względem proporcji minerałów ciężkich. Stwierdzono dużą zawartość tytanitu (25%), turmalinów (20%), biotyту i chlorytów (łącznie 20%) (Szałajdewicz, 1980a). Duża zawartość turmalinów i tytanitu jest typowa dla formacji Pogalewo wyróżnianej w osadach miocenu dolnego, w otworach na Wysoczyźnie Rościsławickiej (Czerwonka, Krzyszkowski, 2001).

#### Miocen dolny i środkowy

Piaski, mułki, iły, żwiry i węgiel brunatny – formacja ścinawska. Utwory formacji ścinawskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) na obszarze arkusza tworzą niemal ciągłą pokrywą podścielającą osady miocenu górnego. Miąższość całej serii waha się od 2 m (otw.114) w części południowej do około 80 m w rejonie północnym (otw. 33).

W opisywanej serii dominują mułki piaszczyste, jasnoszare, a w niektórych partiach ilaste. Miejscami utwory przybierają także barwę szarozieloną. Na różnych głębokościach występują ciemnoszare iły oraz w mniejszych ilościach ciemnobrązowe iły węgliste i mułki zawierające detrytus ksylicowy. W obrębie tej formacji stwierdzono różną liczbę pokładów węgla brunatnego — od jednego w części południowej, w strefie wyniesionego podłoża podkenozoicznego, do pięciu pokładów w części północnej badanego obszaru. Maksymalna miąższość głównego pokładu węgla brunatnego dochodzi do 10 metrów (otw. 104). Jest to ciemnobrązowy, detrytyczny węgiel brunatny z wkładkami iłów węglistych. Utwory te stanowią wschodnią część złoża węgla brunatnego „Legnica”. W spągu formacji ścinawskiej, poza osadami frakcji iłowej i pyłowej, występują również piaski gruboziarniste i a miejscami także wkładki glin. W górnej części profilu występują jasnoszare, szarozielonkawe piaski drobnoziarniste i ilaste. W profilach otworów opisywano także piaski z dużą domieszką iłów wykazujące się dużą zwięzłością.

Pod względem mineralogicznym osady tej formacji (pobrane z otw. 33) cechują się wysoką zawartością silimanitu (od 40%), dystenu (do 19%) granatów (do 12%) i turmalinów (do 10%), biotyту i chlorytów (do 28%) (Szałajdewicz 1980a).

#### Miocen środkowy

Piaski pyłowate, mułki i iły – formacja adamowska i pawłowicka. W skład wzajemnie zazębiających się i trudnych do rozdzielenia formacji adamowskiej i pawłowickiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) wchodzi jasnoszare i szaroniebieskie mułki, iły niebieskie i zielone z okruchami węgla brunatnego oraz szare i szarobrunatne piaski drobnoziarniste z nagromadzeniami jasnych łyszczyków i domieszką substancji roślinnej. Stwierdzono również przewarstwienia piasków średnioziarnistych. Miąższość całej serii dochodzi do 70,1 m (otw. 104). Pod względem mineralnym we frakcji minerałów ciężkich dominują granaty (Szałajdewicz, 1980a). W mułkach zanotowano wzrost zawartości chlorytu i biotyту. Osady te są dobrze wysortowane. Omawiane utwory nie tworzą ciągłej pokrywy na obszarze arkusza. Zostały częściowo zerodowane pod koniec miocenu środkowego.

#### Miocen środkowy i górny

Iły, mułki i piaski – formacja poznańska (miejscami zaburzone glaciektonicznie). Utwory formacji poznańskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) na obszarze arkusza tworzą ciągłą warstwę i podścielają młodsze osady. Ich średnia miąższość wynosi około 30 m, ale w niektórych kopalnych zagłębieniach stwierdzono wartości dochodzące do 62,2 m

(otw. 51). W stropie utwory te wykazywały miejscami objawy wyraźnych zaburzeń glacitektonicznych. Wychodnie osadów formacji poznańskiej są bardzo rozpowszechnione na obszarze arkusza. Najbardziej rozległe wychodnie tych utworów występują w pasie między Kwietnem a Prochowicami, między Rują a Kunicami oraz w południowej części Wysoczyzny Lubińskiej. Formacja poznańska, w górnej części profilu, złożona jest głównie z iłów pyłowych i piaszczystych barwy zielonej, żółtej oraz szarozielonej, które są przewarstwione mułkami zielonymi i szaropopielatymi. W wielu miejscach odsłaniające się na powierzchni terenu ropy formacji poznańskiej mają czerwone plamy i smugi. W części spągowej opisywanej formacji bardziej powszechne są przewarstwienia drobnoziarnistych jasnoszarych piasków pyłowych i mułkowych. Warstwy mułków i iłów w tej części profilu częściej mają barwę ciemnoszarą (od rozproszonego detrytusu roślinnego). Formacja poznańska została podzielona na ogniwo iłów szarych, ogniwo iłów zielonych i ogniwo iłów pstrych (Dyjur, 1970; Ciuk, 1970). Podział stratygraficzny utworów ilasto-mułkowych tej formacji oparty na barwie osadów kwestionował Badura (1998), twierdząc, że są one spowodowane różną zawartością żelaza i związane są z przebiegiem procesu wietrzenia.

W składzie minerałów ciężkich charakterystyczna jest wysoka zawartość silimanitu (do 43%). Występują również granaty oraz biotyt i chloryty (Szałajdewicz, 1980a). Utwory formacji poznańskiej wykazują różny stopień plastyczności. Do lat 80. XX wieku były one eksploatowane w cegielni w Prochowicach i Kunicach. Wydobywane były w tych wyrobiskach ropy zwarte, średnioplastyczne.

## b. Miocen–pliocen

### Miocen górny–pliocen

Piaski, żwiry i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka (miejscami zaburzone glacitektonicznie). Utwory formacji gozdnickiej zalegają na osadach formacji poznańskiej i występują głównie w południowej części badanego obszaru na Równinie Wrocławskiej. Największą miąższość tych utworów, dochodzącą do około 40 m, stwierdzono w rejonie Rogoźnika. W tej części badanego obszaru tworzą one ciągły horyzont, pod osadami lodowcowymi i wodnolodowcowymi zlodowacenia Odry. Najwyższe położenie stropu osadów formacji gozdnickiej stwierdzone w otworach to 128,1 m n.p.m. (otw. 102) a najniższe 82,5 m n.p.m. (otw. 112).

Formacja gozdnicka jest zbudowana z jasnoszarych piasków różnoziarnistych i żwirów kwarcowych, przewarstwiających się z białopopielatymi glinami kaolinowymi. Udokumentowano również jasnoszare piaski kwarcowe drobnoziarniste, dobrze wysortowane, o równoległym i przekątnym warstwowaniu oraz ciemnopopielate mułki. W składzie petrograficznym tych utworów dominuje kwarc, stwierdzono również powszechnie ziarna skał pochodzące z kompleksu kaczawskiego.

W składzie petrograficznym frakcji żwirowej 5,0–10,0 mm stwierdzono głównie kwarc (do 72%), zwietrzałe porfiry (20%), lidyty (6%), łupki kwarcowo-serycytowe (5%) oraz skały krzemionkowe (0,5%). Utwory te tworzyły się w facji rzecznych stożków napływowych, akumulowanych na przedpolu Sudetów po drugiej stronie morfologicznej granicy związanej z sudeckim uskokiem brzeżnym. Przewarstwienia glin kaolinowych powstały w wyniku redepozycji zwietrzelin tworzących się na wyniesionych blokach podłoża paleozoicznego u schyłku kredy górnej i w paleogenie. Utwory te miejscami wykazują objawy zaburzeń glacitektonicznych.

## 10. Czwartorzęd

### a. Plejstocen

#### Zlodowacenia południowopolskie

##### Zlodowacenie Sanu 1

Na badanym obszarze występuje niewielkiej miąższości pokrywa utworów czwartorzędowych. Obszar Wysoczyzny Średzkiej został silnie denudowany w czasie od regresji lądolodu zlodowacenia Odry po przełom holocenu, dlatego osady wodnolodowcowe i lodowcowe zachowały się tu jedynie fragmentarycznie w odróżnieniu od obszarów położonych na północ od Doliny Środkowej Odry. Najstarszymi utworami plejstocenu na obszarze arkusza Prochowice są gliny zwałowe leżące na utworach formacji poznańskiej, zakwalifikowane do zlodowacenia Sanu 1 (otw. 51). Są to utwory brązowoszare, plastyczne i zwarte. W północnej części badanego obszaru osiągają one miąższość do około 25 m. Zachowały się jedynie w lokalnych obniżeniach powierzchni terenu pod osadami tarasów rzecznych z okresu zlodowacenia Wisły.

Część glin zwałowych, które Szałajdewicz (1980a) określił jako utwory stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego, ma cechy zbliżone do litotypu Krzesinki, o współczynnikach petrograficznych<sup>1</sup>:  $O/K = 0,58$ ,  $K/W = 0,58$ ,  $A/B = 0,52$  (Czerwonka i in., 1997). Takie dane wskazują na zlodowacenie Sanu 1. Próbkę z tych glin pobierane były z odsłonięcia w Rui (Szałajdewicz, 1980a).

Na glinach zwałowych z okresu zlodowaceń południowopolskich leżą piaski i żwiry wodnolodowcowe. W niektórych rejonach osady te leżą również bezpośrednio na osadach formacji poznańskiej. Występują one także w spągu najstarszych stref glacitektonicznych w części północnej badanego obszaru (otw. 31, 32). Opisywane osady mają barwę szarobrazową i szarozółtą. Ziarna są słabo obtoczone. Ich miąższość dochodzi do 10,0 m. W składzie petrograficznym dominuje

---

<sup>1</sup> Współczynniki petrograficzne dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie, Wp – wapień północne, Dp – dolomity północne.

kwarc, ponadto stwierdzono również skalenie, lidyty, granitoidy szare i skandynawskie. Utwory te udokumentowano w otworach wiertniczych pod rzecznyymi osadami holocenu oraz zlodowacenia Wisły, w obrębie Pradoliny Wrocławskiej (otw. 51, 69, 71).

#### Zlodowacenie Sanu 2

Piaski, żwiry, gliny zwałowe, mułki i ropy moren spiętrzonych odsłaniają się w obrębie Wysoczyzny Lubińskiej i Rościszawickiej. Występują one w obrębie wyniesienia o genezie glacitektonicznej, rozciągającego się na badanym obszarze w kierunku WNW–ESE między Lubiążem a Miłoradzicami. Potwierdziły to badania terenowe w odsłonięciach na tym obszarze. Jest to wielkoskalowa struktura glacitektoniczna o długości przekraczającej 20 km, przecięta doliną Kaczawy. W środkowej części obszaru arkusza, na zdenudowanej powierzchni, odsłaniają się niewielkie fragmenty tych utworów.

W odsłonięciach zaobserwowano ponasuwane na siebie, kilkumetrowej miąższości, pakiety glin zwałowych, utworów wodnolodowcowych oraz ropy i mułków formacji poznańskiej. Można to interpretować jako nieciągłe deformacje glacitektoniczne o charakterze łusek. Na badanym obszarze wydzielono przynajmniej dwie generacje struktur glacitektonicznych. Na starsze, wyraźnie zaznaczone, megastruktury glacitektoniczne, o długości kilkunastu kilometrów i względnej wysokości dochodzącej do około 30 m, nałożone są młodsze moreny czołowe, które można wiązać ze zlodowaceniem Odry. Miąższość starszego kompleksu glacitektonicznego z okresu zlodowacenia Sanu 2 dochodzi do około 55 m.

W części północnej omawianego obszaru (w rejonie Obniżenia Ścinawskiego), w obniżeniu na zapleczu moren spiętrzonych, pod osadami rzecznyymi z okresu zlodowacenia Wisły występują utwory lodowcowe zlodowacenia Sanu 2. G l i n y z w a ł o w e są piaszczyste, z dużą domieszką materiału neogeńskiego. Mają barwę brązową. Biorąc pod uwagę to, że wypełniają one prawdopodobnie obniżenie o genezie glacitektonicznej, ich powstanie można wiązać z etapem recesji zlodowacenia Sanu 2, gdy lądolód ustępował z pasa moren spiętrzonych powstałych w fazie transgresji. Na powierzchni terenu utwory te odsłaniają się na Wysoczyźnie Lubińskiej w rejonie Buczynki.

#### Zlodowacenia środkowopolskie

##### Zlodowacenie Odry

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne). Dolna seria wodnolodowcowa związana z transgresją lądolodu zlodowacenia Odry to jedne z najbardziej rozpowszechnionych osadów plejstocenijskich na obszarze arkusza Prochowice. Najbardziej rozległe, wielokilometrowe wychodnie

tych utworów występują w środkowej części omawianego obszaru, między Mazurowicami a Buczynką. Ich miąższość dochodzi do kilkunastu metrów. Są to piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów i drobnoziarniste żwiry. Składają się głównie z kwarcu i skaleni a także kwarcytów, litytów, granitoidów sudeckich i skandynawskich, a także krzemieni. W okolicach Lubięża i Domaszkowa utwory wodnolodowcowe występują pod glinami zwałowymi zlodowacenia Odry, odsłaniając się na stokach doliny. W części środkowej obszaru arkusza utwory te leżą bezpośrednio na podłożu neogeńskim zbudowanym z formacji poznańskiej.

Pod względem mineralnym osady wodnolodowcowe dolne składają się z granatów (24,0–35,0%), amfiboli (14,0–23,0%), epidotu (11,0–21,0%), turmalinów (6,0–10,0%), rutylu (do 7,7%), cyrkonu (1,8–16,0%), staurolitu (do 7,0%), andaluzytu (3,7%) i silimanitu (do 3,7%) (Urbański i in., 2007).

Prawdopodobnie część opisywanych utworów może mieć inną genezę niż wodnolodowcowa. Wskazują na to wyniki prac wykonanych na potrzeby opracowania sąsiednich arkuszy SMGP. W części południowej obszaru arkusza opisywane osady mogą mieć pochodzenie rzeczne. Niewykluczone, że były one akumulowane z południa w postaci stożków napływowych i zależały się z osadami wodnolodowcowymi w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry. Badania litologiczno-petrograficzne pozwalające na rozdzielenie tych utworów, prowadzono wzdłuż modernizowanej linii autostrady A4 (Urbański i in., 2007), która przebiega na południe od granicy omawianego obszaru. Na obszarze arkusza nie ma możliwości rozróżnienia tych utworów jedynie na podstawie obserwacji makroskopowych. Nie można również wykluczyć, że osady te powstały w wyniku rozmywania występujących tu powszechnie wychodni utworów formacji gozdnickiej, co wzbogaciło opisywane utwory w materiał lokalny. Jednak z uwagi na brak widocznych w morfologii terenu stożków napływowych oraz przy braku seryjnych badań petrograficznych, problem ten nie został w rozstrzygnięty.

Mułki i piaski zastoisowe stwierdzono pod glinami zwałowymi z okresu zlodowacenia Odry. Utwory te odsłaniają się bezpośrednio na powierzchni terenu w rejonie Jaśkowic Legnickich, Bieniowic i Miłoradzic. Są to szarobrzazowe i jasnobrzazowe mułki przewarstwione piaskami mułkowatymi. Stwierdzono również szarobrzazowe piaski pyłowate, z nagromadzeniami jasnych łyśczyków. Miąższość opisywanych osadów nie przekracza 7,0 m.

Gliny zwałowe odsłaniają się na powierzchni terenu w formie płatów, głównie w środkowej i południowej części badanego obszaru, w rejonie Rui, Ruska i Spalonej, a także na północy między Gogołowicami i Miłoradzicami. Są to gliny piaszczyste i pyłowato-piaszczyste, barwy brązowoszarej, żółtobrzazowej i jasnobrzazowej, ze żwirami i głazikami. Ich miąższość dochodzi do około 10 m (otw.104). W odsłonięciach w Glinianach zawartość węgla wapnia ( $\text{CaCO}_3$ ) w glinie wynosiła 11%. Poziom glin zwałowych w wielu miejscach porożcinany jest erozyjnie, a spod niego

odsłaniają się osady starsze, głównie utwory wodnolodowcowe dolne z okresu transgresji lądolodu zlodowacenia Odry. Część glin zwałowych z okresu zlodowacenia Odry leży bezpośrednio na utworach formacji poznańskiej.

Piaski i żwiry lodowcowe to szarozółte, rdzawozółte i brunatne piaski różnoziarniste, gliniaste, z przewarstwieniami żwirów i głazikami. Osady te są bezstrukturalne i bardzo źle wysortowane. Występują w formie niewielkich płatów leżących na glinach zwałowych. Na powierzchni terenu utwory te zaobserwowano w północnej części obszaru arkusza. Ich miąższość zwykle nie przekracza 3,0 m.

Piaski, gliny zwałowe i żwiry moren czołowych. Na obszarze równiny denudacyjnej w obrębie Równiny Wrocławskiej i na morenie płaskiej w obrębie Wysoczyzny Lubińskiej występują wzgórza o wysokości wahającej od 3,0 do 30,0 m. Rozciągają się one łukowato w kierunku NW–SE. Największe ich nagromadzenie występuje w południowej i środkowej części obszaru arkusza między Lasowicami, Grzybianami a Motyczynem. Drugi obszar dużego ich nagromadzenia występuje w północno-zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie Miłoradzic. Są to moreny czołowe przekształcone w wyniku procesów erozyjnych i denudacyjnych. Pod względem litologicznym są to brązowe piaski i żwiry silnie pyłowate, z głazikami oraz piaski gliniaste z domieszką żwirów. W obrębie opisywanych form występują również bardzo zbite osady pyłowato-piaszczyste ze żwirami oraz piaszczyste gliny. Z reguły są to osady bardzo źle wysortowane. Miejscami stwierdzono w nich pakiety utworów neogenu, co może wskazywać, że mają charakter moren spiętrzonych.

Piaski i mułki kemów występują w rejonie Cichoborza. W przeciwieństwie do moren czołowych mają orientację południkową. Ich kształty są nieregularne. Wysokość tych form dochodzi do 10,0 metrów. Są one zbudowane z jasnoszarych laminowanych piasków ilastych, i dobrze wysortowanych mułków. W ich stropie powszechnie występują brązowe żwiry gliniaste.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) przeważnie leżą na glinach zwałowych w obrębie wysoczyzn morenowych. Są to pozostałości silnie zerodowanej pokrywy wodnolodowcowej, która powstała w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Odry. Największe rozprzestrzenienie tych utworów stwierdzono w rejonie Mierzowic i Miłoradzic, w części północno-zachodniej omawianego obszaru, gdzie występują w formie sandru. Są to żółte piaski różnoziarniste z niewielką domieszką drobnych żwirów. W obrębie opisywanych osadów występują również żółte piaski gliniaste i ilaste.

Średnia miąższość całej serii waha się od 0,5 do 2,5 m. Jej miąższość maksymalna przekracza 10,0 m. W składzie petrograficznym tych osadów dominuje kwarc, w mniejszej ilości występują skalenie oraz domieszka minerałów ciemnych i jasnych łuszczyków. Taki skład petrograficzny

osadów wodnolodowcowych wskazuje na rozmywanie starszych serii rzecznych, w których materiał był wzbogacony pod względem zawartości składników odpornych na transport, przez wody roztopowe.

#### Zlodowacenie Warty

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–20,0 m n.p. rzeki tworzą najwyższy poziom tarasów nadzalewowych na wysokości od 111,5 m n.p.m. do 126,0 m n.p.m. Są to piaski różnoziarniste, szarozółte z domieszką żwirów. Miejscami stwierdzono też przewarstwienia piasków drobnoziarnistych i żwirów. Miąższość tych utworów dochodzi do 10,0 m.

#### Zlodowacenia północnopolskie

##### Zlodowacenie Wisły

Piaski ze żwirami i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–13,5 m n.p. rzeki. Utwory te tworzą najwyższe nadzalewowe tarasy rzeczne z okresu zlodowacenia Wisły na obszarze arkusza Prochowice. Utwory te tworzą wysokie poziomy tarasowe związane z doliną Odry, Kaczawy i Cichej Wody. Położone są na wysokości od 96,4 do 114,0 m n.p.m. Są to piaski różnoziarniste z domieszką żwirów. Ich miąższość na ogół nie przekracza 5,0 m. Niekiedy na tarasach występuje niewielkiej miąższości pokrywa mułków i piasków również o genezie rzecznej, ale w facji powodziowej.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–8,0 m n.p. rzeki tworzą poziom środkowy tarasów z okresu zlodowacenia Wisły w dolinie Odry i Kaczawy. Są one położone na wysokości 95,4–112,0 m n.p.m. Są to piaski różnoziarniste, żółtoszare o miąższości dochodzącej do 8,0 m.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki tworzą najniższe tarasy z okresu zlodowacenia Wisły w dolinie Odry i Kaczawy. Są one położone na wysokości 95,2–122,0 m n.p.m. Miąższość tych utworów nie przekracza 8,0 m. Wykształcone są jako szarozółte piaski różnoziarniste z domieszką żwirów i żwiry.

Lesy o miąższości przekraczającej 2,0 m stanowią rozproszone niewielkie pokrywy. Występują w południowej części badanego obszaru między Zimnicami a Piotrówką. Najczęściej leżą na glinach zwałowych i osadach wodnolodowcowych a także utworach neogenu. Barwa opisywanych osadów jest żółta i żółtoszara. W spągu tych utworów występuje często warstwa głazików. Maksymalna ich miąższość dochodzi do 3,0 m.

## b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski, gliny i żwiry deluwialne występują u podstawy stoków, na stokach form erozyjnych cechujących się najwyższymi różnicami wysokości względnej, na zboczach dolin rzecznych i potoków. Osady te wypełniają również liczne zagłębienia, które są pozostałościami po jeziorach polodowcowych z okresu zlodowacenia Odry. Opisywane osady występują w obrębie wyniesionych obszarów morenowych i denudacyjnych. Pod względem litologicznym są to piaski różnoziarniste barwy ciemnoszarej i jasnobrązowej z domieszką żwirów, na ogół gliniaste. W ich obrębie występują przewarstwienia ciemnoszarych glin piaszczystych. Miejscami zawierają one również domieszkę substancji organicznej. Miąższość tych utworów zwykle tylko nieznacznie przekracza 2,0 m.

Piaski eoliczne w wydmach występują na tarasach nadzalewowych Odry poziomu IV w rejonie Kwiatkowic. Wysokość wydm dochodzi do 3,0 m. Formy te są zbudowane z żółtych piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, sypkich, dobrze obtoczonych i wysortowanych. Piaski eoliczne o niewielkiej miąższości (do 2,0 m) leżą na tarasach nadzalewowych (poziomy II i III) w rejonie Motyczyna i Domaszkowa oraz na północ od Bieniowic.

## c. Holocen

Piaski i namuły tarasów zalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki tworzą wyższe tarasy zalewowe między Lubiążem a Domaszkowem. Są to piaski różnoziarniste, szarozółte, o miąższości do 5,0 m i namuły piaszczyste.

W dolinie Odry i Kaczawy występują piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki. Są to szarozółte piaski różnoziarniste z domieszką frakcji żwirowej, zawierają również przewarstwienia mułków i żwirów. Warstwowanie osadów jest głównie horyzontalne, miejscami skośne. Miąższość osadów dochodzi do około 10 m.

Piaski i żwiry rzeczne den dolinnych to piaski różnoziarniste i żwiry, w wielu miejscach mułkowate i z domieszką substancji organicznej. Osiągają miąższość do 4,0 m. Występują w dolinach dopływów Odry i Kaczawy.

Piaski i mułki jeziorne. Na obszarze arkusza Prochowice występują trzy jeziora: Kunickie, Koskowickie i Jaśkowickie oraz kilka zagłębień, które zostały całkowicie wypełnione osadami. Są to mułki i piaski, szarozielone i szarobrązowe z rozłożoną substancją organiczną. Miąższość tych utworów dochodzi do 3,0 m.

Piaski, mułki i ropy zagłębien bezodpływowych występują w rejonie Motyczyna i Kunic. Wykształcone są jako szarozółte piaski ilaste w części stropowej, a mułki i ropy w partii spągowej. Osiągają miąższość do 3,0 m.

Namuły zagłębien bezodpływowych są ilaste i piaszczyste, szare i niebieskoszare. Zawierają rozproszoną substancję organiczną. Występują na południe od Prochowic, przy południowej granicy terenu arkusza (w okolicy Rui) oraz w rejonie Grzybian (SW obszaru arkusza). Ich miąższość dochodzi do 3,0 m.

Piaski starorzeczy są drobnoziarniste i pyłowate. Występują w dolinie Odry w północno-wschodniej części obszaru arkusza, głównie w rejonie Jurcza i Lubiąża. Wypełniają zagłębienia bezodpływowe i zawadnione starorzecza. Ich miąższość dochodzi do 3,0 m. Mułki starorzeczy są piaszczyste i mają jasnoszarą barwę. Występują w rejonie Jurcza. Namuły starorzeczy stwierdzono w okolicy Rogowa Legnickiego i w rejonie Lubiąża. Ich miąższość dochodzi do 3,0 m. Mają barwę szarobrunatną i zawierają szczątki zbutwiałych roślin.

Torfy i gytie występują w rejonie Koskowic. Ich miąższość wynosi około 2,0 m. Występują w obrębie zbiorników jeziornych na pojezierzu Kunickim. W Jeziorze Kunickim, w środkowej części basenu, torfy wraz z gytiami osiagają miąższość 12,0 m (Marek, Siedlak, 1972). Sedymentacja osadów organogenicznych w tym zbiorniku zaczęła się w alleroście i trwa do czasów współczesnych.

Na stokach doliny Odry występują gliny kolumnalne w miejscu, gdzie doszło do powstania osuwisk, najczęściej w skutek podcięcia erozyjnego równiny wodnolodowcowej.

Mady występują na tarasach zalewowych Odry i Kaczawy. Pokrywają znaczną powierzchnię równin zalewowych. Pod względem litologicznym są to na ogół brązowe, ciemnoszare mułki piaszczyste. Ich miąższość waha się od 1,5 do 2,0 m. Powstanie tych osadów można wiązać z okresem wylesienia i początkiem działalności rolniczej na terenie Niziny Śląskiej. Głównym materiałem źródłowym tych osadów mogą być rozmywane pokrywy lessowe (Badura, 2008).

## B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Prochowice znajduje się prawie w całości w obrębie bloku przedsudeckiego, tylko jego niewielki północno-wschodni fragment obejmuje monoklinę przedsudecką (fig. 1). Obie jednostki geologiczne rozdziela uskoki środkowej Odry o rozciągłości WNW–ESE. Przebiega on od północnej granicy obszaru arkusza przez miejscowość Jurcz, pomiędzy Domaszkowem a Glinianami do wschodniej granicy arkusza, około 4 km na południe od północno-wschodniego naroża obszaru arkusza. W obrębie bloku przedsudeckiego wydzielono dwie strefy o odmiennej budowie geologicznej. W północnej części znajduje się strefa środkowej Odry, zbudowana z mozaikowej grupy skał

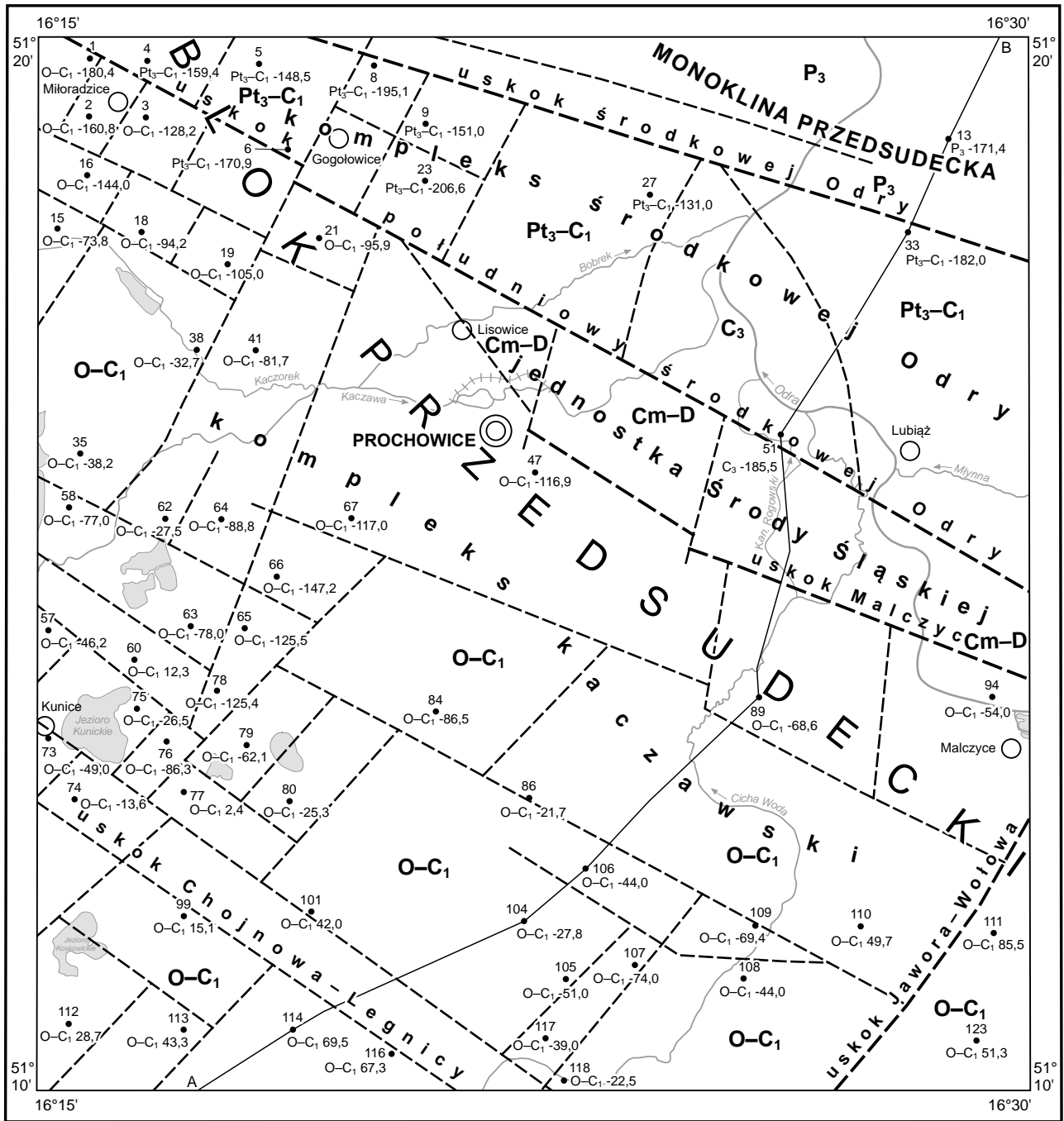


Fig. 1. Szkic jednostek strukturalnych podłoża podkenozoicznego z elementami tektoniki na obszarze arkusza Prochowice

Czarnymi punktami zaznaczono wybrane otwory z numeracją według mapy geologicznej. Symbol oznacza wiek utworów (Pt<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> – neoproterozoik–karbon dolny, Cm-D – kambr–dewon, O-C<sub>1</sub> – ordowik–karbon dolny, C<sub>3</sub> – karbon górny, P<sub>3</sub> – perm górny) a liczba – rzędną stopu utworów podłoża podkenozoicznego. Liniami przerywanymi zaznaczono przebieg przypuszczalnych uskoków, linią ciągłą – przebieg przekroju geologicznego A-B

plutonicznych i metamorficznych o różnym stopniu zmetamorfizowania, określana jako kompleks środkowej Odry (Middle Odra Complex; Cymerman, 2010). Dominującą część opisywanego obszaru stanowią serie łupkowe wchodzące w skład metamorficznego kompleksu kaczawskiego. Granicę między strefami wyznacza uskoku południowy środkowej Odry, który na terenie arkusza przebiega od miejscowości Miłoradzice (na północnym-zachodnie) do wschodniej granicy obszaru, na południe od Lubiąza (Cymerman, 2010). W obrazie zdjęcia grawimetryczno-magnetycznego Polski Zachodniej (Cieśla i in., 1997) widać jednakże wyraźną anomalię magnetyczną przebiegającą wzdłuż południowego uskoku środkowej Odry, o przebiegu NW–SE. Można przypuszczać, że anomalia ta świadczy o obecności na obszarze arkusza Prochowice zmetamorfizowanych utworów pochodzenia wulkanicznego, odpowiadających jednostce Środy Śląskiej (Cymerman, 2010), która w kierunku południowo-wschodnim ciągnie się aż po okolice Kątów Wrocławskich (na obszarze arkusza Leśnica SMGP). Na obszarze arkusza Brzeg Dolny (725) graniczącego od wschodu z arkuszem Prochowice oraz na obszarze arkusza Środa Śląska (762) obecność zmetamorfizowanych wulkanitów została potwierdzona trzema głębokimi otworami.

Skały, z których zbudowany jest blok przedsudecki, były wielokrotnie przebudowywane. Ulegały wypiętrzaniu i przeobrażaniu w kilku cyklach orogenicznych, począwszy od ruchów fazy staroassyntyjskiej (Oberc, 1972), bądź fazy kadomskiej (Grocholski, 1975), kończąc na fazie sudeckiej orogenezy waryscyjskiej pod koniec karbonu dolnego. Obserwacje orientacji powierzchni foliacji w rdzeniach wiertniczych zlokalizowanych poza obszarem arkusza Prochowice są dowodem na intensywne zaburzenia serii skalnych. Najczęściej w danym profilu otworu te orientacje są bardzo zmienne, od niemal płaskich do stromych, a nawet pionowych. Wśród skał metamorficznych kompleksu środkowej Odry występują intruzje granitoidów, których wiek określono na karbon górny (Grocholski i in., 1975). Granice tych intruzji są najprawdopodobniej tektoniczne i nawiązują do przebiegu powierzchni uskokowych. Skały kompleksu kaczawskiego również występują w formie bloków ograniczonych serią uskoków w przewodzie o orientacji WNW–ESE bądź NW–SE oraz uskoków ustawionych mniej więcej prostopadłe do głównego kierunku dyslokacyjnego (fig. 1). Miejskami zrzuty tych uskoków mogą przekraczać nawet 100 m z tendencją obniżania poszczególnych bloków w kierunku północno-wschodnim.

W południowej części obszaru arkusza Prochowice można wyinterpretować przebieg przedłużenia uskoku Chojnowa–Legnicy. W linii tego uskoku znajduje się otwór (rejon Rogoźnika), w którym odwiercono skały bazaltowe. Wylew bazaltowy wykorzystał tu strefę rozluźnienia jaką jest strefa uskokowa. Obserwacje te dowodzą, że opisywany uskoku przypuszczalnie przebiega w okolicy otworu 115 (na linii przekroju geologicznego A–B).

W środkowej części terenu arkusza opisano uskoki Malczyc (fig. 1). Przedłużenie tego uskoku przebiega przypuszczalnie między otworami 69 i 71 bliżej Rogowa Sudeckiego (przekrój A–B). W południowo-wschodniej części obszaru arkusza Prochowice przechodzi zaś fragment uskoku Jawora–Wołowa, o kierunku prostopadłym do wcześniej opisywanych uskoku. Skrzydło wiszące opisywanego fragmentu uskoku występuje po jego południowo-wschodniej stronie. Zdaniem Szałajdewicza (1980a) powstanie systemu uskoku tworzących budowę blokową bloku przedsudeckiego wiązać należy z fazą laramijską orogenezy alpejskiej (w późnej kredzie), ale nie można wykluczyć, że uskoki były odmładzane w paleogenie, a nawet w neogenie (faza sawska orogenezy alpejskiej). Nie jest też wykluczone, że założenie tych uskoku jest jeszcze starsze – kimeryjskie, a nawet waryscyjskie. Według Oberca (1972) są one zaliczane do uskoku podłużnych kompresyjnych i prostopadłych do kierunków nacisków górotwórczych.

Innym zagadnieniem jest prawdopodobieństwo występowania pasa wulkanitów wzdłuż południowej granicy kompleksu środkowej Odry, na co wskazują anomalie magnetyczne i profile otworów położonych w bliskim otoczeniu obszaru arkusza. Cymerman utwory te zalicza do jednostki Środy Śląskiej. Strefa ta ograniczona jest z jednej strony (od ENE) uskokiem południowym środkowej Odry, z drugiej strony (od WSW) uskokiem Malczyc.

Monoklinę przedsudecką tworzy pokrywa skał permsko-triasowych o biegu warstw NW–SE i upadzie ku północnemu wschodowi, pod niewielkim kątem (kilku stopni). Na skutek ruchów tektonicznych fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej na przełomie kredy i paleogenu utwory skalne monokliny zostały pocięte systemem uskoku o kierunkach NW–SE (główny) i NE–SW (drugorzędny). Szereg wzajemnie poprzesuwanym względem siebie bloków tektonicznych tworzy urozmaiconą budowę powierzchni podkenozoicznej, na którą składają się występujące na zmianę rowy i horsty (zręby) (fig. 1).

O ruchach tektonicznych w paleogenie i neogenie można wnioskować na podstawie rozwoju wulkanizmu bazaltowego (Dyjor, 1975). Z fazą saawską (oligocen górny–miocen dolny) związane są wylewy bazaltowe na obszarze całego bloku przedsudeckiego. W fazie styryjskiej (karpatian) dochodziło do intensywnego zapadania się rowów tektonicznych. W tym okresie, na obszarze obniżającym się akumulowane były miększe serie utworów formacji rawickiej i ścinawskiej. Ruchy tektoniczne w fazie attyckiej, pod koniec badenu powodowały dalsze obniżanie się obszaru przedsudeckiego. W pliocenie doszło do wydźwignięcia bloków tektonicznych (Dyjor, 1993a). Struktury paleozoiczne uległy spękaniu i podziałowi na liczne bloki, które zostały znacznie przemieszczone w pionie. Masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka, wraz ze skałami metamorficznej okrywy wyniesiony został jako zrąb tektoniczny, tworzący obecne Wzgórze Strzegomskie (Badura, Przybylski, 2000). W tym

okresie nasiliła się akumulacja grubookruchowych serii rzecznych na przedpolu Sudetów. Uaktywnienie ruchów tektonicznych w pliocenie mogło być przyczyną gwałtownych zjawisk sejsmicznych, które zapisane zostały jako deformacje osadów formacji gozdnickiej (Krzyszowski, Allen, 2001).

Gwałtowne zmiany w przebiegu sieci rzecznej we wczesnym plejstocenie odzwierciedlają prawdopodobnie regionalne wyniesienie części przedsudeckiej już poza południową granicą badanego obszaru (Migoń, 1994; Migoń i in., 1998; Krzyszowski, 2001). Krzyszowski (2001), na podstawie morfologii terenu, wydzielił tam szereg jednostek blokowych, które były mobilne w pliocenie oraz w plejstocenie. Wyróżnił grupę uskoków przebiegających w kierunku ESE–WNW za południową granicą terenu arkusza Prochowice – między innymi uskoki Udanin–Osiek i uskoki Wichrów–Wądroże Wielkie.

W miocenie środkowym zapoczątkowane zostały obniżające i wznoszące ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej. Trwają one najprawdopodobniej do dziś.

Na obszarze arkusza Prochowice występują głębokie, wielkoskalowe struktury glacitektoniczne. W części północnej (na Wysoczyźnie Lubińskiej i Rościśławickiej) tworzą one ciąg wzniesień, które powstały podczas zlodowacenia Sanu 2. Osiągają one obecnie względną wysokość około 50 m i rozciągają się w kierunku WNW–ESE. Wskazuje to na nacisk lądolodu z kierunku NNE na SSW. W kolejnych zlodowaceniach struktury te zostały zmodyfikowane i przykryte młodszymi osadami lodowcowymi. W zlodowaceniu Odry doszło do uformowania ciągów moren czołowych, w obrębie których osady kenozoiczne są spiętrzone glacitektoniczne. Zasięg i głębokość tych deformacji są znacznie mniejsze niż w przypadku starszych struktur.

Poza strefą intensywnych zaburzeń glacitektonicznych morfologia spągu osadów czwartorzędu jest już bardziej wyrównana i przeważnie znajduje się na wysokości od 80 do 110 m n.p.m. Na znacznej części obszaru osady czwartorzędowe spoczywają na utworach formacji poznańskiej. W części południowej natomiast występuje więcej izolowanych pokryw utworów formacji gozdnickiej.

Spąg osadów czwartorzędu w południowo-wschodniej części badanego obszaru znajduje się najwyżej – 130 m n.p.m. (tab. II). Maksymalną wysokość powierzchnia podłoża czwartorzędu osiąga w rejonie Klebanowic (151,8 m n.p.m. w obrębie wzgórza Grodzisko). Podłoże czwartorzędu stanowi formacja gozdnicka oraz formacja poznańska.

## C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar arkusza Prochowice został ukształtowany w ciągu wielofazowej ewolucji obejmującej złożone procesy sedymentacyjno-diagenetyczne, wulkaniczne, dynamo-metamorficzne, magmowe, erozyjne i wietrzeniowe (tab. 1). Jej początek datuje się na okres neoproterozoik–karbon dolny,

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Mady — $ma Q_h$ Gliny koluwalne — $g^k Q_h$ Torfy i gytie — $tg_y Q_h$ Namuły starorzeczy — $li-f_n Q_h$ Mułki starorzeczy — $li-f_m Q_h$ Piaski starorzeczy — $li-f_p Q_h$ Namuły zagłębień bezodpływowych — $n Q_h$ Piaski, mułki i ility zagłębień bezodpływowych — $p_{mi} Q_h$ Piaski i mułki jeziorne — $li_{pm} Q_h$ Piaski i żwiry den dolinnych — $p_z^f Q_h$ Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,5 m n.p. rzeki — $p_{zm}^f Q_h^{(12)}$ Piaski i namuły rzeczne tarasów zalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki — $p_n^f Q_h^{(11)}$	Akumulacja w dnach dolin rzecznych Ruchy masowe Akumulacja w starorzeczach i zbiornikach jeziornych Akumulacja rzeczna i jeziorna w starorzeczach Akumulacja w zbiornikach bezodpływowych Akumulacja jeziorna Akumulacja w dolinach rzecznych
				Piaski eoliczne — $p^e Q$ Piaski eoliczne w wydmach — $p^e Q^{(w)}$ Piaski, żwiry i gliny deluwialne — $p_{zg}^d Q$	Procesy eoliczne Procesy deluwialne
					Lessy — $l^e Q_{p^4}^B$ Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki — $p^f Q_{p^4}^{B(IV)}$ Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–8,0 m n.p. rzeki — $p^f Q_{p^4}^{B(III)}$ Piaski ze żwirami i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–13,5 m n.p. rzeki — $p_{pm}^f Q_{p^4}^{B(III)}$
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły		
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–20,0 m n.p. rzeki — $p^f Q_{p^3}^{W(II)}$	Akumulacja i erozja rzeczna w dolinach rzecznych Akumulacja rzecznych stożków napływowych

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — ${}_{p}^{fg}Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa
				Piaski i mułki kemów — ${}_{pm}^{(k)}Q_{p^3}^O$	Akumulacja jeziorno-lodowcowa w szczelinach i zbiornikach śródlądowych
				Piaski, gliny zwałowe i żwiry moren czołowych — ${}_{pgczw}^{(gc)}Q_{p^3}^O$	Deformacje glacitektoniczne Akumulacja lodowcowa
				Piaski i żwiry lodowcowe — ${}_{pż}^gQ_{p^3}^O$	Akumulacja lodowcowa
				Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^gQ_{p^3}^O$	Akumulacja jeziorno-lodowcowa
				Mułki i piaski zastoiskowe — ${}_{mp}^bQ_{p^3}^O$	Akumulacja jeziorno-lodowcowa
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Zlodowacenie Sanu 1	Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^gQ_{p^2}^G$	Akumulacja lodowcowa	
			Piaski, żwiry, gliny zwałowe, mułki i ropy spiętrzonych — ${}_{pżgzw}^{(gw)}Q_{p^2}^G$	Akumulacja lodowcowa Deformacje glacitektoniczne	
			Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż}^{fg}Q_{p^2}^S$	Akumulacja wodnolodowcowa	
Neogen	Miocen	Miocen górny–pliocen	Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^gQ_{p^2}^S$	Akumulacja lodowcowa	
			Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż}^{fg}Q_{p^2}^S$	Akumulacja lodowcowa	
			Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^gQ_{p^2}^S$	Erozja rzeczna i lodowcowa	
			Piaski, żwiry i gliny – formacja gozdnicka (miejscami zaburzone glacitektonicznie) — ${}_{pżg}M_3-PI$	Akumulacja rzeczna	
			Piaski, żwiry, gliny – formacja poznańska (miejscami zaburzone glacitektonicznie) — ${}_{imp}M_{2+3}$	Akumulacja rzeczna i zbiornikowa na równinach aluwialnych i w okresowych jeziorach	
Miocen	Miocen	Miocen środkowy	Piaski pyłowate, mułki i ropy – formacja adamowska i pawłowicka — ${}_{ppymi}M_2$	Akumulacja w zbiorniku brakicznym	
			Piaski, mułki, ropy, żwiry i węgiel brunatny – formacja ścinawska — ${}_{pmi}M_{1+2}$	Erozja rzeczna Akumulacja rzeczna i bagienna aluwialna, na rozlewiskach	
			Żwiry, piaski, ropy, mułki i węgiel brunatny – formacja rawicka — ${}_{zpi}M_1$	Erozja rzeczna Akumulacja rzeczna w facji stożków napływowych i koryt rzek roztokowych	
			Bazalty i tufy bazaltowe — ${}_{\beta t\beta}OI-M$	Wulkanizm	
Paleogen	Oligocen	Oligocen górny	Piaski i mułki – formacja leszczyńska — ${}_{pm}OI_3$	Akumulacja w zbiorniku brakicznym	
			Mułowce – formacja czempińska — ${}_{mc}OI_1$	Akumulacja w zbiorniku brakicznym i morskim	
Paleogen + neogen			Gliny zwietrzelinowe (regolity), rumosze — ${}_{grru}Pg+Ng$	Wietrzenie <i>in situ</i>	

Perm	Perm górny	Cechsztyń		Wapień dolomityczny i łupki ilaste — $w_{dol}$ PZ	Akumulacja morska
	Perm dolny + środkowy	Czerwony spągowiec		Piaskowce — $pe$ Pcs	Akumulacja w zbiorniku brackim
Karbon	Karbon górny			Granitognejsy — $g_7$ C <sub>3</sub>	Plutonizm, metamorfizm
Ordowik–karbon	Ordowik–karbon dolny			Łupki talkowo-serycytowe, łupki serycytowe, łupki talkowe, fyllity, szarogłazy, keratofiry, łupki kwarcowo-serycytowe — $fl_{asc}$ O–C <sub>1</sub>	Wulkanizm, akumulacja w zbiorniku morskim, metamorfizm
Kambry–dewon				Łupki zieleńcowe, zieleńce, łupki zieleńcowo-porfiroidowe i porfiroidy — $fl_z$ Cm–D	Akumulacja fliszowa, wulkanizm, metamorfizm, ruchy tektoniczne
Proterozoik–karbon	Neoproterozoik–karbon dolny			Fyllity, łupki łuszczycowe, gnejsy, granitognejsy, kwarcyty i amfibolity — $fl_{IG}$ Pt <sub>3</sub> –C <sub>1</sub>	Sedymentacja, plutonizm, metamorfizm

kiedy to w strefie sakso-turyngskiej, na północnych peryferiach prakontynentu Gondwany został ukształtowany orogen kadomski (Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Linnemann i in., 2000; Żelaźniewicz, 2003). Pierwotnie serie skalne tworzące obecny kompleks środkowej Odry mogły mieć charakter skał osadowych tworzących się w warunkach głębokomorskich, ale nie wyklucza się ich pochodzenia magmowego. Prawdopodobnie już w trakcie orogenezy staroassyntyńskiej zostały one sfałdowane i przeobrażone w facji amfibolitowej. Jeśli skały te są odpowiednikiem ortognejsów z Wądroża Wielkiego, to wiek studzenia przetopionego protolitu (magmy) przypadł na przełom neoproterozoiku i kambry dolnego, natomiast jeśli stanowią odpowiednik ortognejsów ze Stachowa, to są młodsze i ich wiek można by szacować na przełom kambry i ordowiku. Istnieje także możliwość, że są one kontynuacją gnejsów ze Strzelina. Wówczas to neoproterozoik byłby okresem stygnięcia przetopionej magmy opisywanego wydzielenia. W kambry lub ordowiku rozpoczął się na tym obszarze kolejny etap, w którym rozwinął się basen sedymentacyjny o charakterze głębokomorskim, geosynklinalnym, w którym osadzały się mułowce, iłowce i piaskowce. Również w tym czasie miała miejsce podmorska działalność wulkaniczna. Tworzyły się lawy głównie o chemizmie obojętnym (bazaltoidy), ale też bardziej zasadowym i kwaśnym (andezyty). Równocześnie powstały żyły subwulkaniczne. Rozwój basenu sedymentacyjnego trwał prawdopodobnie do karbonu dolnego

i zakończył się orogenezą waryscyjską, w trakcie której dochodziło do deformacji i regionalnego metamorfizmu utworów basenu paleozoicznego, w facji zieleńcowej. W wyniku tych procesów powstał szereg odmian skalnych typu: łupków zieleńcowych, zieleńców, łupków zieleńcowo-porfiroidowych i porfiroidów (w wyniku metamorfizmu skał wulkanicznych, ich tufów oraz skał subwulkanicznych) oraz łupki talkowo-serycytowe, serycytowe i talkowe oraz fyllity, szarogłazy, keratofiry i łupki kwarcowo-serycytowe.

Prawdopodobnie od schyłku dewonu lub początku karbonu dolnego obszar wchodzący w skład bloku przedsudeckiego uległ wydźwignięciu i denudacji. W karbonie górnym powstała intruzja granitoidowa w rejonie na zachód od Lubiąża. Śladem tej intruzji są granitognejsy w profilu otworu 51.

Na początku permu (szczególnie w północno-wschodniej części obszaru arkusza) doszło do obniżenia obszaru i powstania niecki śródlądowej, w której akumulowane były serie piaszczyste czerwonego spągowca, prawdopodobnie pochodzenia eolicznego. W cechszynie zbiornik się pogłębił i nastąpiła transgresja morska. W płytkim basenie, który tylko momentami miał połączenie z otwartym oceanem gromadziły się utwory węglanowo-siarczanowe wykształcone w facji płytkonearytycznej i litoralnej. Pod koniec cechszynu na obszarze arkusza Prochowice doszło do wycofania się morza. Luka stratygraficzna obejmuje cały trias i kredę. W tym czasie dominowały procesy erozji i denudacji.

Pod koniec fazy laramijskiej odmładzane były stare uskoki w ramowej strefie tektonicznej między blokiem przedsudeckim a monokliną przedsudecką. W podłożu podkenozoicznym powstały nowe uskoki, głównie o kierunku NW–SE. W paleogenie i miocenie dolnym, w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego, na wyniesionym bloku przedsudeckim tworzyły się zwietrzeliny, przy dużym udziale wietrzenia chemicznego. W późnym neogenie w wyniku procesów denudacji i erozji zostały one w znacznym stopniu usunięte. W dolnym oligocenie na badanym obszarze znajdowała się peryferyjna strefa zalewu morskiego. Akumulowane były wtedy mułowce. W oligocenie górnym tworzyły się osady piaszczysto-mułkowe z łyszczkami, które reprezentują fację brakiczną. W paleogenie i neogenie odmłodzonym uskokom i tym nowo powstałym towarzyszyły wylewy law bazaltowych.

W miocenie dolnym rozwijała się akumulacja rzeczna i miejscami organiczna. Z południa intensywnie dostarczany był materiał terygeniczny. Z tego powodu w utworach formacji rawickiej występuje duży udział materiału zwirowego. Grubookruchowy materiał akumulowany był w facjach stożków napływowych i koryt rzek roztokowych. W składzie petrograficznym i mineralogicznym dominuje materiał pochodzący z rozmywania utworów bloku przedsudeckiego i z wypiętrzanych Sudetów.

W miocenie dolnym i środkowym podczas akumulacji formacji ścinawskiej deniwelacje stropu podłoża podkenozoicznego, będące efektem głównie tektoniki blokowej, zostały w znacznym stopniu wyrównane i sedymentacja aluwialna odbywała się na rozległych równinach. Na obszarze arkusza Prochowice tworzyły się głównie rzeczne osady w facji piasków drobnoziarnistych, mułków oraz iłów, które mogą reprezentować również środowisko jeziorne albo równi zalewowej. Grubo-okruchowe osady (piaski gruboziarniste i żwiry) były akumulowane w korytach rzek płynących z wypiętrzanej części Sudetów. W lokalnych obniżeniach dochodziło do akumulacji osadów organogenicznych, z których powstał węgiel brunatny. Niewielki jest udział iłów węglistych w obrębie formacji ścinawskiej. Granica między formacją rawicką a ścinawską ma przeważnie charakter erozyjny.

Po epizodzie erozyjnym na przełomie miocenu dolnego i środkowego, w miocenie środkowym powstały utwory formacji pawłowickiej i adamowskiej. Litologia utworzonych osadów świadczy o niskiej energii transportu rzecznoego. W utworach tej formacji, na obszarach położonych na północny zachód od obszaru arkusza (np. w rejonie Głogowa) opisywano fragmenty igieł gąbek, skorupki mięczaków oraz glaukonit, co wskazuje na środowisko brakiczne. Na omawianym obszarze funkcjonowały niskoenergetyczne przepływy w dolnym biegu rzek lub środowiska deltowe.

W miocenie środkowym rozpoczęła się akumulacja piasków drobnoziarnistych, iłów i mułków formacji poznańskiej jako tzw. ogniwo iłów szarych (Dyjor, 1970). Wyżej występuje ogniwo iłów zielonych (Dyjor, 1970; Ciuk, 1970), którego akumulacja kontynuowała się również w miocenie górnym. W tym schemacie litostratygraficznym najmłodsze osady reprezentuje ogniwo iłów pstrych, którego sedymentacja mogła zakończyć się dopiero na początku pliocenu (Piwocki i in., 2004). Według starszych koncepcji utwory formacji poznańskiej tworzyły się w jeziorno-brakicznym basenie poznańskim (Dyjor, 1970, 1986; Baraniecka, 1976). W ostatnich latach zaczęto podkreślać, że osady formacji poznańskiej tworzyły się na równiach aluwialnych i sporadycznie w okresowych jeziorach (Piwocki i in., 2004).

W pliocenie na badanym obszarze były akumulowane osady rzeczne. Zmiana klimatu – oziębienie, zmniejszenie ogólnej wielkości opadów przy jednoczesnym pojawieniu się gwałtownych wezbrań (Piwocki i in., 2004) oraz nasilenie się ruchów górotwórczych (Dyjor, 1966) były powodem wzmożonej erozji i akumulacji rzecznej. Część z osadów zakwalifikowana do formacji gozdnickiej mogła powstać dopiero w plejstocenie dolnym, przed okresem najstarszego zlodowacenia. Osady te tworzyły się w wyniku z działalności rzek płynących z obszaru Sudetów Wschodnich i Środkowych – Prakaczawy, Prabysztrzycy i w mniejszym stopniu Praodry (Czerwonka, Krzyszkowski, 2001).

Okres plejstocenu dolnego zaznaczył się głęboką erozją oraz akumulacją osadów rzecznych. Osady te na obecnym etapie badań nie mogą zostać rozdzielone stratygraficznie od osadów pliocenu.

Najstarszymi na terenie arkusza osadami zaliczonymi do plejstocenu są gliny zwałowe i utwory wodnolodowcowe wypełniające obniżenia stropu neogenu oraz gliny zlodowacenia Sanu 1 występujące w strukturach glacitektonicznych, lub poniżej tych stref zaburzeń. Łądolód zlodowacenia Sanu 2 wkraczał na równinny obszar, z płytko zalegającymi utworami formacji poznańskiej i zaburzał glacitektoniczne osady podłoża do głębokości kilkunastu metrów oraz deformował starsze osady lodowcowe.

W czasie zlodowacenia Odry łądolód pokrył cały badany obszar. W czasie transgresji na przedpolu nasuwającego się łądolodu akumulowane były stożki sandrowe, na zerodowanym po poprzednim zlodowaceniu obszarze równinnym. W lokalnych zbiornikach zastoiskowych były akumulowane mułki i piaski. W czasie transgresji utworzyły się wały moren czołowych, często mające charakter moren spiętrzonych. W szczelinach i w zbiornikach śródlądowych dochodziło do akumulacji jeziornolodowcowej i powstawały kemy. Wraz z ociepleniem klimatu rozpoczęło się wytapianie materiału mineralnego z masy łądolodu i akumulacja ciągłej pokrywy glin zwałowych. Podczas regresji łądolodu, na jego przedpolu akumulowane były osady wodnolodowcowe. Po ustąpieniu łądolodu pozostały bezodpływowe zbiorniki po martwym lodzie, które po zlodowaceniu wypełnione zostały osadami deluwialnymi. Liczne obniżenia świadczą o tym, że na tym terenie istniało wiele jezior między formami morenowymi (Plewniak, 1978). Pozostałością po okresie glacialnym zlodowacenia Odry są zagłębienia po martwym lodzie i jeziora w zachodniej części obszaru arkusza. Nie można również wykluczyć, że mają one genezę peryglacialną i pochodzą ze zlodowacenia Wisły.

Po ustąpieniu ostatniego łądolodu z badanego obszaru wody roztopowe i rzeczne intensywne erodowały podłoże. W znacznym stopniu usunięte zostały pokrywy glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych. W niektórych rejonach odsłonięte zostały duże połacie osadów neogenu. Podczas stadiału Warty, w wyniku działalności rzek roztokowych miała miejsce erozja osadów lodowcowych i akumulacja szerokich pokryw stożków rzecznych na przedpolu Sudetów. W czasie zlodowacenia Wisły zachodziła akumulacja eoliczna (lessów).

Trzy poziomy tarasów rzecznych leżące poniżej poziomu warciańskiego, występują w dolinie Odry, Kaczawy i Cichej Wody, związane są już prawdopodobnie ze stadiąłem górnym zlodowacenia Wisły jako efekt akumulacyjnej działalności rzek w klimacie peryglacialnym. Na zboczach dolin rzecznych tworzyły się pokrywy deluwialne. W północnej części obszaru arkusza w wyniku akumulacji eolicznej powstały wydmy i pola piasków przewianych.

W holocenie akumulacja osadów rzecznych zachodziła głównie w dolinach Odry, Kaczawy i Cichej Wody, gdzie utworzyły się dwa tarasy zalewowe i dna dolin rzecznych, oraz w pozostałych dolinach w obrębie mniejszych rzek i potoków. W dnach dolin powstały cienkie pokrywy mad rzecznych. Impulsem do ich akumulacji była prawdopodobnie zmiana użytkowania terenu w związku z rozwojem rolnictwa oraz wypalaniem lasów. Doprowadziło to do intensyfikacji erozji i dostarczenia dużej ilości materiału frakcji pyłowej do rzek. W bocznych dolinach i obniżeniach bezodpływowych zachodzi akumulacja osadów organogenicznych (niewielkiej miąższości torfów i namulów). Na krawędzi wcięć meandrowych zachodziły w holocenie procesy osuwiskowe i utworzyły się osady koluwalne.

#### IV. PODSUMOWANIE

Arkusz Prochowice powstał w wyniku aktualizacji pierwszej wersji arkusza opracowanego przez Szałajdewicza (1980a, b). Napływ nowych danych wiertniczych i geofizycznych umożliwił stworzenie nowej koncepcji budowy geologicznej podłoża podkenozoicznego. Zastosowanie szczegółowego numerycznego modelu terenu (NMT), nowych danych wiertniczych oraz obserwacje i badania litologiczne na inwestycjach liniowych pozwoliły na lepsze rozpoznanie procesów geologicznych w plejstocenie.

W interpretacji podłoża proterozoiczno-paleozoicznego wykorzystano aktualne wyniki badań tektonicznych (Cymerman, 2010; Cwojdzinski, Żelaźniewicz, 1995; Cieśla i in., 1997). Analiza profili głębokich otworów wiertniczych na obszarze arkusza pozwoliła na szczegółowe rozpoznanie poszczególnych bloków tektonicznych. Zarys anomalii magnetycznej przebiegającej orientacyjnie wzdłuż południowego uskoku środkowej Odry świadczy prawdopodobnie o przedłużeniu strefy zmetamorfizowanych utworów pochodzenia wulkanicznego odpowiadających jednostce Środy Śląskiej (Cymerman, 2010). Kwestią dalszych badań jest ustalenie zasięgu tej jednostki na opisywanym obszarze, określenie położenia stropu utworów pochodzenia wulkanicznego oraz miąższości kompleksu. Na podstawie analizy profili otworów wiertniczych wydzielono utwory formacji czempińskiej i leszczyńskiej, które są zapisem ruchów obniżających w depresji niżu północnoniemiecko-polskiego i zalewu morskiego w kierunku południowo-wschodnim. Analiza utworów miocenu dolnego i środkowego dowodzi, że część z głębokich uskoków aktywna była również w neogenie. W stropie podłoża paleozoicznego stwierdzono objawy kaolinizacji, a na zwietrzałych skałach litych – zaleganie serii żwirów i piasków zawierających rozmyty materiał z utworów bloku przedsudeckiego. Utwory te

zaliczono do formacji rawickiej (ogniwo żarskie). W obrębie utworów miocenu środkowego i górnego stwierdzono występowanie pokładów węgla brunatnego.

Rozpoznano gliny zwałowe ze zlodowacenia Sanu 1. Gliny te wchodzą w skład zdeformowanego glacitektonicznie podłoża, gdzie sfałdowane są razem z osadami wodnolodowcowymi i utworami miocenu. Pokrywa niezdeformowanych utworów czwartorzędowych na obszarze arkusza, poza strefą wielkoskalowych zaburzeń glacitektonicznych, na ogół nie przekracza 20,0 m. W związku z tym na obszarze arkusza Prochowice można obserwować liczne i rozległe wychodnie formacji poznańskiej i gozdnickiej.

Na podstawie NMT odtworzono przebieg moren czołowych występujących na badanym obszarze. W wydanych do tej pory opracowaniach kartograficznych nie było to przedstawiane jako istotny problem geologiczny. Morenom czołowym towarzyszą kemy i polodowcowe zagłębienia, często są wypełnione osadami organogenicznymi. Na podstawie form polodowcowych wyznaczono zasięg Pojezierza Legnickiego.

Korzystając z nowych danych geologicznych, NMT, a także archiwalnych map topograficznych i geologicznych, wyznaczono przebieg tarasów rzecznych (zalewowych i nadzalewowych).

Nie wszystkie zagadnienia geologiczne zostały dogłębnie wyjaśnione. Nerozwiązanym problemem pozostaje rozdzielenie osadów pliocenu od osadów preglacjalnych eoplejstocenu. Ustalenie kierunku transportu najstarszych osadów rzecznych w facji stożków napływowych oraz ustalenie ich pozycji stratygraficznej również będzie wymagać dalszych badań.

Nie udało się rozdzielić zalegających się osadów napływowych stożków rzecznych stwierdzonych podczas prac kartograficznych na autostradzie A4 (Urbański i in., 2007) od osadów wodnolodowcowych tworzących się w czasie fazy transgresywnej zlodowacenia Odry, które wydzielono na obszarze arkusza. W obecnym obrazie morfologicznym terenu nie jest to już czytelne, najprawdopodobniej z powodu późniejszego rozmycia tych form po okresie zlodowacenia Odry.

Należy przeprowadzić badania palinologiczne na osadach zbiorników polodowcowych, co wymagać będzie odpowiednich rdzeniowanych wierceń, aby otrzymać odpowiednie do badań próbki. Pozwoliłoby to na dobre rozpoznanie występującego tu kopalnego pojezierza i scharakteryzowanie późniejszej akumulacji w okresach ociepleń klimatycznych. Jest bardzo prawdopodobne, że podobnie jak na obszarze arkusza Środa Śląska, występują tu osady eemskie.

Wrocław, 2019 r.

## LITERATURA

- Badura J., 2008 — Dolina Wielkiej Odry źródłem materiału lessowego. W: 5. Seminarium Lessowe, 15. Seminarium Polsko-Ukraińskie. Zapis zmian środowiskowych w późnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych. Wrocław-Srebrna Góra, 16–20 września 2008 r.: 3–4.
- 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., 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: 107.
- 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 Geodyn. Geomater.*, **1**, 3: 7–29.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięg lądolodów plejstocenijskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 9–28.
- Badura J., Przybylski B., 1999 — Examples of young tectonic activity from the Sudetic Foreland, SW Poland — application of condensed contour map. *Techn. Poszuk. Geol.*, 1: 38–45.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005 — New age and petrological constraints on Lower Silesian basalts, SW Poland. *Acta Geodyn. Geomater.*, **2**, 3.
- 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**, 1: 43–61.
- Badura J., Przybylski B., 2004b — Recesja lądolodu zlodowacenia Warty w zachodniej części Wzgórz Dalkowskich. W: Mat. konf. Zlodowacenie Warty w Polsce (M. Harasimiuk, S. Terpiłowski, red.). Wyd. UMCS, Lublin: 37–50.
- Badura J., Przybylski B., 2006 — Sub-glacial troughs in Lower Silesia. W: International Symposium on Living Morphotectonics of the European Lowland. Cedynia, 28–30 sierpnia 2006 r.: 38–41.
- Bobiński W. (red.), 2001a — Chomiąza IG 1, Środa Śląska IG 1, Wilków IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 100.
- Bobiński W., Cymerman Z. (red.), 2001 — Cesarzowice IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 97.
- Baraniecka M.D., 1976 — Charakterystyka geologiczna osadów trzeciorzędowych wybranych osadów Mazowsza. *Pr. Muz. Ziemi*, **25**, 2: 365–386.
- Baranowski Z., 1975 — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek–Jakuszowa). *Geol. Sudet.*, **10**, 1.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1982 — Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych metamorfiku Gór Kaczawskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 341: 141–161.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1987 — Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania

- stratygrafii, warunków sedymentacji i wulkanizmu. W: Przewodnik 58. Zjazdu Pol. Tow. Geol. (Oberc J., red.). Wałbrzych, 17–19 września 1987 r.: 61–73.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990 — Outline of the Geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrb. für Geol. und Paläont., Abh.*, **179**: 223–257.
- Berger F., 1932 — Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. *Z. Schles. Ges. f. v. Kult.*, 105.
- Berger F., 1937 — Die Anlage der Schlesiichen Stauchmoränen. *Zbl. Miner. B.*: 417–484.
- Burdukiewicz J.M., Meyer K.D., 1991 — The analysis of erratics from glacial deposits in Trzebnica (Silesia). *Śl. Spraw. Archeolog.*, 32.
- Cieśla E., Gientka D., Petecki Z., Staniszevska B., Twarogowski J., Wybraniec S., Żółtowski Z., 1997 — Kompleksowa interpretacja grawimetryczno-magnetyczna Polski Zachodniej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratigraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- Cwojdzński S., Żelaźniewicz A., 1995 — Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. W: Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wrocław, 21–24. listopada 1995 r.: 11–28.
- Cymerman Z., 2002 — Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**.
- Cymerman Z., 2010 — Tectonic map of the Sudetes and Fore-Sudetic Block, 1:200 000. 2<sup>nd</sup> edition, modified. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czajka W., 1931 — Der Schlesiische Landrücken. *Veröff. Schles. Ges. Erdk.*, **11**, 1: 1–156.
- 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. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **40**, 3.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 2001 — Preglacial (Pliocene–Early Middle Pleistocene) deposits in southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland (D. Krzyszkowski, red.). WIND, Wrocław.
- Dyjur S., 1966 — Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części Dolnego Śląska. W: Z geologii Ziemi Zachodnich: 317–318. PWN, Warszawa.
- Dyjur S., 1970 — Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 941–957.
- Dyjur S., 1975 — Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. W: Mat. 1. Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. **1**. (J. Liszkowski, J. Stochlak, red.). Warszawa, listopad 1975 r.: 121–132.
- Dyjur S., 1984 — Uwagi o deglacjacji frontalnej na przedpolu Sudetów w stadiale maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego. W: Przew. konf. Zlodowacenie środkowopolskie na Wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Sosnowiec, 19–23 września 1984r.: 65–69.
- Dyjur S., 1986 — Evolution of Sedimentation and Palaeogeography of Nearfrontier Areas of the Silesian Part of the Paratethys and of the Tertiary Polish-German Basin. *Zesz. Nauk. AGH, 1077, Geologia*, **12**, 3: 7–23.
- Dyjur S., 1987 — Młodotrzeciorzędowy i eoplejstoceni rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowoeuropejskiej. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (A. Jahn, S. Dyjur, red.). Ossolineum, Wrocław.

- Dyjo r S., 1991 — Wpływ ewolucji paleogeograficznej na rozwój zlodowaceń w Polsce Zachodniej. *UAM Ser. Geogr.*, 50.
- Dyjo r S., 1993a — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, 64.
- Dyjo r S., 1993b — Wybrane problemy zlodowacenia Warty w niżowej części Dolnego Śląska. *Acta. Geogr. Lodz.*, 65.
- Dyjo r S., Sadowska A., 1977 — Problem wieku i korelacji górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. *Geol. Sudet.*, **12**, 1.
- Dyjo r S., Sadowska A., 1986 — Próba korelacji wydzielen stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, **34**, 7.
- 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, Warszawa.
- Franke, W., Żelaźniewicz, A., 2000 — The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. W: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner, red.). *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 179: 63–86.
- Franke W., Żelaźniewicz A., 2002 — Structure and evolution of the Bohemian Arc. W: *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers, red.). *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 201: 279–293.
- Frech F., 1915 — Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügeland. *Zbl. Miner. Geol. Paleont.*, 14: 417–419.
- Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin C., Garmann L.B., 1994 — Geochemical evidence for progressive, rift-related early Palaeozoic volcanism in the western Sudetes. *J. Geol. Soc.*, **151**, 1: 91–109.
- Gajewska I., 1964 — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **8**, 3.
- Grocholski A., 1975 — Badania utworów podkenozoicznych obszaru bloku przedsudeckiego dla oceny perspektyw występowania surowców mineralnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grocholski A., 1982 — Serie krystaliczne bloku przedsudeckiego i związane z nimi perspektywy surowcowe. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 97–116.
- Grocholski A., 1986 — Proterozoic and Palaeozoic of Southwestern Poland in a light of new data. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 355.
- Grocholski A., Drozdowski S., 1992 — Blok przedsudecki. Analiza stanu rozpoznania i kierunki dalszych badań geologicznych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Przybylski B., 2007 — Present vertical movements in the Wrocław section of the Central European Subsidence Zone. W: *Mat. konf. 8. Czech-Polish workshop on recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent areas*. Kłodzko, 29–31 marca 2007 r.: 11–12.
- Haydukiewicz A., 1987 — Melanże Gór Kaczawskich. W: *Przewodnik 58. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* (J. Oberc, red.). Wałbrzych, 17–19 września 1987 r.
- Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1986 — Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części jednostki Bolkowa (Góry Kaczawskie) *Geol. Sudet.*, **21**, 1.
- Jary Z., 1996 — Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Acta Univ. Wratisl.*, **1766**. *Stud. Geogr.*, 63.
- Jary Z., 2007 — Zapis zmian klimatu w górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. *Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. i Roz. Reg. UW*, **1**.

- Jary Z., Ciszek D., Kida J., 2004 – Zmiany klimatu zapisane w uziarnieniu lessów Przedgórze Sudeckiego, W: *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 4 (A. Kostrzewski, red.). Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 137–157.
- Jary Z., Kida J., 1996 – Wiek bezwzględny lessów Polski południowo-zachodniej. *Acta Univ. Wratisl.*, **1808**, Pr. Inst. Geogr., Ser. A, 8: 27–34.
- Jary Z., Kida J., 2000 – Loess particles sources, transport and deposition on the example of SW Poland, *Acta Univ. Wratisl.*, **2269**, Stud. Geogr., 74: 71–77.
- Błazińska J., Emerle-Tubielewicz H., Grocholski A., Jaworska Z., Jerzmański J., Kossowska I., Maciejewski S., 1986 — Dokumentacja wynikowa otworów: Wilków IG-1, Środa Śląska IG-1, Chomiąże IG-1, Cesarzowice IG-1. Badania skał ultramaficznych i gabrowych Dolnego Śląska. Rozpoznanie anomalii grawimetryczno-magnetycznej Kąty Wrocławskie–Prochowice. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jerzmański J., Walczak-Augustyniak M., 1994 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Krotoszyce (23). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jerzmański J., Walczak-Augustyniak M., 1995 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Krotoszyce (23). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Juhnke R., 1932 — Der Waldelefant vom Ingramsdorf. *Ostdtsh. Naturwart*, 4: 146–151.
- Kiersnowski H., 1995 — Geneza i rozwój późnopaleozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. W: Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wrocław, 21–24 listopada 1995 r.
- Klimas K., 2008 — Geochronologia i petrogenetyczne studium cyrkonów z wybranych skał krystalicznych wschodniej części bloku przedsudeckiego. UWr., Inst. Nauk Geol., Wrocław.
- Kłapciński J., 1971 — Litologia, stratygrafia i paleografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **5**, 1.
- Kłapciński J., 1993 — Litostratygrafia profili głębokich otworów wiertniczych Wrocławia i obszarów przyległych. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, 41: 1–97.
- Kłapciński J., Górecka T., Juroszek C., Lorenc S., Sachanbiński M., Grodzicki A., Mierzejewski M., Ślusarczyk S., Templin W., Parka S., 1975 — Litologia, petrografia, geochemia, minerały ciężkie, stratygrafia i tektonika podłoża podpermskiego wschodniej części monokliny przedsudeckiej. Arch. UWr., Wrocław.
- Kłapciński J., Juroszek C., Sachanbiński M., 1975 — Nowe dane o geologii fundamentu krystalicznego przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **10**, 2: 7–46.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Kornaś I., 1977 — Problemy litostratygraficzne dolnego syluru w Sudetach Zachodnich. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. *Kwart. Geol.*, **21**, 2: 388–389.
- Kozdrój W., Krentz O., Opletal M. (red.), 2001 — Comments on the Geological Map Lausitz-Jizera-Karkonosze (without Cenozoic sediments) 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Krentz O., Walter H., Brause H., Hoth K., Kozdrój W., Cymerman Z., Opletal M., Mrázová Š., 2000 — Mapa Geologiczna Lausitz-Jizera-Karkonosze 1:100 000 (bez osadów kenozoicznych). Freiberg, Warszawa, Praga.
- Kryza R., Muszyński A., 1992 — Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland. Outline geology. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**, 2.
- Kryza R., Muszyński A., 2003 — Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich – fragment waryscyjskiej przyakrecyjnej. W: *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu* (W. Ciężkowski i in., red.). WIND, Wrocław: 95–105.

- Krzyszowski D., 1992 — Pleistocene stratigraphy near Trzebnica, Silesian Rampart, southwestern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **40**, 3: 235–249.
- Krzyszowski D., 1993 — The Warthanian Siedlce Sandur (Zedlitzer sander) southwards the Trzebnica Hills, Silesian Lowland, Southwestern Poland: re-examination after fifty years. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **43**: 53–66.
- Krzyszowski D., 1997 — Sandry proglacialne i przebieg strefy marginalnej lądolodu Warty na Wzgórzach Trzebnickich. W: Przew. 4. konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Kamieniec Ząbkowicki, 1–5 września 1997 r.: 111–112.
- Krzyszowski D., 2001 — Neogene and pleistocene stratigraphy and paleogeography of the northern foreland of the Strzegom Hills, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. W: Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland. WIND, Wrocław: 25–47.
- Krzyszowski D., Allen R., 2001 — Quaternary stratigraphy and sediment deformation of the Jarosłów zone, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. W: Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the sudetic foreland. WIND, Wrocław: 3–24.
- 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. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **77**, 1: 17–38.
- Kurał S., 1979 — Geologiczne warunki występowania, wiek i geneza kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 313: 9–62.
- Kuszeł T., 2003 — Wyniki badań palinologicznych w rejonie stanowisk archeologicznych na osiedlu Oporów we Wrocławiu. W: Wrocław Oporów. Najstarsze ślady osadnictwa i środowisko przyrodnicze (A. Wiśniewski, red.), *Acta Univ. Wratisl. Stud. Archeol.*, 33: 81–96.
- Ludwig A., Schwab G., 1995 — Deutsche Beiträge zur Charakterisierung der vertikalen Bewegungen seit des Rupelian (Unteroligocen) bzw. Seit Ende der Holsten-Zeit. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **2**, 2.
- Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirowa M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K. 2000 — From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (central European Variscides, Germany). W: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner, red.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 179: 131–154.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 1–452.
- Marek S., Siedlak S., 1972 — Torfowisko Kunice a osada łużycka w Grzebianach koło Legnicy. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. B.*, **25**.
- Markiewicz A., 1993 — Wał Trzebnicki – przykład zaburzeń glacictektonicznych w obrębie stref dyslokacyjnych głębokiego podłoża. W: Konf. Komisji Neotektoniki Kom. Bad. Czwart. PAN. Neotektonika Polski: metodyka, datowania, przykłady regionalne. Kraków: 29–31.
- Mazur S., Kröner A., Szczepański J., Turniak K., Hanžl P., Melichar R., Rodionov N.V., Pderin I., Sergeev S.A., 2010 — Single zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoid gneisses from SW Poland: evidence for an Avalonian affinity of the Brunian microcontinent. *Geol. Mag.*, **147**: 508–526.
- Migoń P., 1993 — Geomorphological characteristics of mature fault-generated range-fronts, Sudetes Mts., southwestern Poland. *Zeitschr. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* 94: 223–241.
- Migoń P., 1994 — Stream deflections along the presumably normal Sudetic marginal fault, Bohemian Massif, Central Europe: implications for neotectonics. *Bull. INQUA Neotect. Comm.*, 17.

- Migoń R., Krzyszkowski D., Gogół K., 1998 — Geomorphic evolution of the mountain front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas with particular reference to the fluvial systems. *Geol. Sudet.*, 31.
- 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. 2. Inst. Geol., Warszawa.
- Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Klimas K., Fanning M.C., Madej S., 2003 — Gneiss protolith ages and tectonic boundaries in the NE part of the Bohemian Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Kwart. Geol.*, 49, 4.
- Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Klimas K., Fanning M.C., 2005 — SHRIM U/Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. *Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundsch.)*, 92, 5: 701–711.
- Olivier G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc. London*, 150: 355–369.
- Parka Z., Ślusarczyk S., 1988 — Stratygrafia osadów karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. *Pr. Nauk. Inst. Górn. P. Wroc.* 43, Ser. Monografie, 20.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Neogen. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 43, 11: 916–927.
- Plewniak W., 1978 — Morfogeneza jezior kopalnych Równiny Wrocławskiej (praca doktorska). Arch. Inst. Nauk Geol. UW, Wrocław.
- Przybylski B., Badura J., 2004 — Rozpoznanie budowy geologicznej rejonu doliny Odry w świetle szczegółowej kartografii geologicznej. *Prz. Geol.*, 52, 11: 1079–1080.
- Przybylski B., Badura J., Krąpiec M., 2004 — Budowa geologiczna doliny Odry między Brzegiem a Lubiążem. *Prz. Geol.*, 52, 11: 1078–1079.
- Przybylski B., Badura J., 2015a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Lubin (687). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Przybylski B., Badura J., 2015b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Lubin (687). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Przybylski B., Ciszek D., 2021a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Brzeg Dolny (725). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Przybylski B., Ciszek D., 2021b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Brzeg Dolny (725). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Różycki M., 1968 — Budowa geologiczna okolic Wrocławia. *Biul. Inst. Geol.*, 214.
- Sawicki L., Cymerman Z., Jodłowski S., Karaczun K., Kiersnowski H., Kornaś I., Kornaś J., Kozera A., Maciejewski S., Milewicz J., Morawski T., Mroczkowska B., Siemiątkowski J., 1989 — Badania strefy dyslokacyjnej środkowej Odry między Wrocławiem a Opolem. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Oddz. Dolnośl.*, Wrocław.
- Sokołowski J. 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, 3, 1: 297–367.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M.,

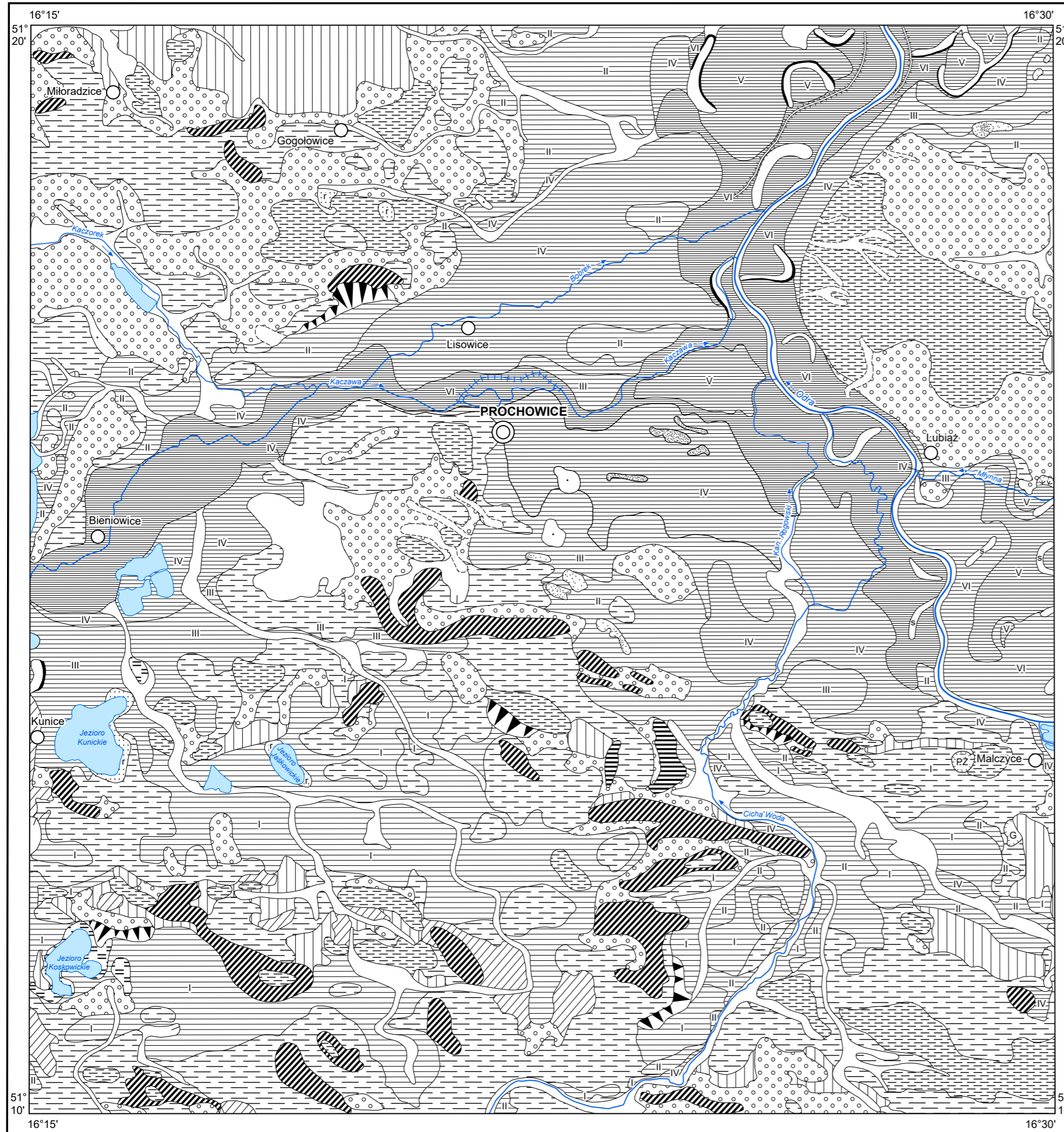
- Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physicogeographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2.
- Słupczyński K., 1979 — Warunki powstawania gazu ziemnego w utworach dolnego permu monokliny przedsudeckiej. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, 118.
- Szałajdewicz J., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałajdewicz J., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szponar A., 1969 — Etapy deglacjacji na przedpolu moren stadiału warciańskiego. *Czas. Geogr.*, 36.
- Szyperko-Teller A., 1997 — Trias dolny (pstry piaskowiec). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Teisseyre H., 1963 — Siodło Bolków–Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 279–300.
- Teisseyre H., 1967 — Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. W: Przew. 40. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 11–45.
- Urbanek Z., 1977 — Stan badań nad stratygrafią metamorfiku kaczawskiego. W: Mat. Konf. Terenowej, Złotoryja. Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentologii i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. UWr., Wrocław.
- Urbanek Z., 1978 — The significance of Devonian conodonts faunas for the stratygraphy of epimetamorphic rocks the northern part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudet.*, **13**, 1: 7–30.
- Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1977 — Jurczyce-Rzeszówek. Struktury sedymentacyjne i fauna w ordowickich utworach fliszowych. Utwory olistostromowe dolnego karbonu (?). W: Mat. Konf. Teren. Złotoryja. Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentologii i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. UWr., Wrocław: 41–47.
- Urbański K., Hałuszczak, A., Różański P., 2011 — Glacitektonika południowej części Niziny Śląskiej i Przedgórze Sudeckiego. Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska. W: Przew. 81. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wrocław: 59–78.
- Urbański K., Różański P., 2016a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Wądroże Wielki (761). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Urbański K., Różański P., 2016b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Wądroże Wielki (761). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Urbański K., Różański P., 2021a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Środa Śląska (762). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Urbański K., Różański P., 2021b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Środa Śląska (762). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Urbański K., Różański P., Przybylski B., Badura J., 2007 — Dokumentowanie profili geologicznych wzdłuż liniowych inwestycji infrastrukturalnych w Polsce. 3. Autostrada A-4 na odcinku Wrocław–Zgorzelec. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl.*, Wrocław.
- Utzig B., 1975 — Charakterystyka petrograficzna podłoża krystalicznego bloku przedsudeckiego na południe od Wrocławia. *Kwart. Geol.*, **19**, 1: 35–46.

- Walczak W., 1970 — Obszar przedsudecki. PWN, Warszawa.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–141.
- Woldstedt P., 1932 — Über Endmoränen und Oser der Saale (Riss) – Vereisung in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **84**: 78–84.
- Wyżykowski J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. *Prz. Geol.*, **9**, 4: 182–186.
- Zwierzycki J., 1951 — Sole potasowe na północ od Wrocławia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **7**: 257–353.
- Żelaźniewicz, A., 2003 — Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003. W: Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu (W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz, red.). WIND, Wrocław.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-wschodnia. *Prz. Geol.*, **56**, 10: 904–911.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN.
- Żelaźniewicz A., Dorr W., Bylina P., Franke W., Haack U., Heinisch H., Schastok J., Grandmontagne K., Kulicki C., 2004 — The eastern continuation of the Cadomian orogen: U-Pb zircon evidence from Saxo-Thuringian granitoids in south-western Poland and the northern Czech Republic. *Int. J. Earth Sc.*, **93**: 773–781.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Prochowice (724)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



#### Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe w ogólności
- Kemy
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Pokrywy lessowe

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Starorzecza:  
a. świeże (zawodnione), b. suche

#### Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Pagórki morenowe przekształcone
- Suche doliny
- Dolinki denudacyjne
- Długie stoki
- Osuwiska
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

#### Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

#### Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne




- Glinianki (G),  
piaskownie-żwirownie (PZ)
- Kanaly
- Wały przeciwpowodziowe



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Prochowice (724)

**SZKIC GEOLOGICZNO ODKRYTY**

Skala 1:75 000

- |        |   |                |                         |   |                              |
|--------|---|----------------|-------------------------|---|------------------------------|
| NEOGEN | } | MIOCEN-PLIOCEN | <b>M<sub>3</sub>-PI</b> | Piaski, żwiry, gliny – formacja gozdnicka | MIOCEN GÓRNY-PLIOCEN         |
|        |   | MIOCEN         | <b>M<sub>2+3</sub></b>  | łły, mułki, piaski – formacja poznańska   | MIOCEN ŚRODKOWY+MIOCEN GÓRNY |
- Wychodne utworów na powierzchni terenu:
-  Piaski, żwiry i gliny – formacja gozdnicka
  -  łły, mułki, piaski – formacja poznańska
  - Granice geologiczne
  - Granice stref nieciągłych deformacji glaciektonicznych (złuskowań)
  - 100— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
  -  Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M – miocen, M<sub>2+3</sub> – miocen środkowy+górny, M<sub>3</sub>-PI – miocen górny-pliocen; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędzu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.)
  - A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

