



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

BOGUSŁAW PRZYBYLSKI, STEFAN CWOJDZIŃSKI, ADAM IHNATOWICZ

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu sudeckiego — S. CWOJDZIŃSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Świdnica (798)
(z 1 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
za środki finansowe wypłacone przez
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2016

Autorzy: Bogusław PRZYBYLSKI, Stefan CWOJDZIŃSKI, Adam IHNATOWICZ

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

Redakcja merytoryczna: Agnieszka ŁUKASIK

ISBN 978-83-7863-640-3

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2016

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Włodzimierz OGRODOWCZYK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	11
A. Stratygrafia	11
1. Proterozoik–kambr (?) (<i>S. Cwojdziński</i>)	12
a. Neoproterozoik–kambr (?)	12
2. Kambr–ordowik (<i>S. Cwojdziński</i>)	13
a. Kambr górny–ordowik dolny	15
3. Ordowik (<i>S. Cwojdziński</i>)	15
4. Sylur (<i>S. Cwojdziński</i>)	17
5. Kambr–dewon (?) (<i>S. Cwojdziński</i>)	18
6. Devon (<i>A. Ihnatowicz</i>)	21
a. Devon górny	21
7. Karbon (<i>A. Ihnatowicz</i>)	22
a. Karbon dolny	22
8. Karbon–perm (<i>S. Cwojdziński</i>)	22
a. Karbon górny–perm dolny	22
9. Paleogen (<i>B. Przybylski</i>)	25
a. Eocen (?)–oligocen	25
10. Paleogen–neogen (<i>B. Przybylski</i>)	29
a. Oligocen–miocen	29
Oligocen górny–miocen dolny	29
11. Neogen (<i>B. Przybylski</i>)	32
a. Miocen	32
Miocen dolny–środkowy	32
Miocen środkowy–górny	34
b. Pliocen	36
12. Czwartorzęd (<i>B. Przybylski</i>)	37
a. Plejstocen	38
Plejstocen dolny–złodowacenia południowopolskie	38
Złodowacenia południowopolskie	39

Interglacja wielki (?)	41
Zlodowacenia środkowopolskie	41
Zlodowacenie Odry	41
Interglacja eemski	44
Zlodowacenia północnopolskie	45
Zlodowacenie Wisły	45
Stadiał górny	47
b. Czwartorzęd nierozdzielony	48
c. Holocen	49
B. Tektonika	49
C. Rozwój budowy geologicznej	54
IV. Podsumowanie	59
Literatura	61

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Obszar objęty arkuszem Świdnica (798) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) zajmuje powierzchnię 326,1 km². Jest on ograniczony następującymi współrzędnymi geograficznymi: 16°15' i 16°30' długości geograficznej wschodniej oraz 50°50' i 51°00' szerokości geograficznej północnej.

Pod względem administracyjnym omawiany teren znajduje się w środkowej części województwa dolnośląskiego, w trzech powiatach: świdnickim, wałbrzyskim i średzkim. Obejmuje on obszary gmin: Świebodzice, Jaworzyna Śląska, Strzegom, Świdnica (gmina wiejska i miejska), Żarów i Dobromierz w powiecie świdnickim, Stare Bogaczowice i Miasto Wałbrzych w powiecie wałbrzyskim oraz Udanin w powiecie średzkim.

Na terenie arkusza przeważają obszary użytkowane rolniczo. Większe kompleksy leśne występują w jego południowo-zachodniej części, na Pogórzu Wałbrzyskim.

Na obszarze badań znajduje się kilka miast różnej wielkości. Największym ośrodkiem miejskim jest, licząca około 60 tys. mieszkańców, Świdnica z zakładami przemysłu motoryzacyjnego, elektrotechnicznego, maszynowego oraz spożywczego. Strzegom, zamieszkaną przez około 17 tys. osób, stanowi jeden z największych ośrodków przemysłu kamieniarskiego w kraju, bowiem istnieje tutaj kilkadziesiąt firm zajmujących się obróbką zarówno pozyskiwanych w miejscowym kamieniołomie skał granitowych, jak i importowanych materiałów skalnych. W Strzegomiu rozwinął się również przemysł maszynowy, spożywczy, papierniczy i odzieżowy. W Świebodzicach, mających około 23 tys. mieszkańców, funkcjonuje przemysł maszynowy i spożywczy. Jaworzyna Śląska (ok. 5 tys. mieszkańców) stanowi ważny kolejowy węzeł komunikacyjny. Znajdują się tu też zakłady przemysłu drzewnego i przetwórstwa spożywczego oraz Zakłady Porcelany Stołowej „Karolina”. W Żarowie (ok. 7 tys. mieszkańców) istnieją zakłady przemysłu chemicznego oraz produkcji materiałów ogniotrwałych i termoizolacyjnych. Teren arkusza obejmuje również fragment miasta Wałbrzych, jednak nie występuje tu już zwarta zabudowa miejska. Administracyjnie do Wałbrzycha należy znajdujący się na obszarze badań zamek Książ wraz z otaczającymi go zabudowaniami i stadniną koni.

Na omawianym terenie, w obrębie Wzgórz Strzegomskich, jest zlokalizowanych wiele kamieniołomów, w których wydobywa się granity, w zależności od jakości złoża przeznaczone na bloki, kamień łamany lub kruszywo. Łącznie na obszarze arkusza udokumentowano 18 złóż kamieni łamanych i blocznych, z których obecnie wydobywa się surowiec w 19 kamieniołomach różnej wielkości, skupionych głównie w rejonie Strzegomia, Borowa, Kostrzy, Żółkiewki i Granicznej. W okolicy Strzegomia niegdyś przedmiotem eksploatacji były również bazalty. Na terenie arkusza udokumentowano ponadto nieeksploatowane złoża surowców kaolinowych Kazimierz, znajdujące się pomiędzy Tomkowicami a Godzieszówkiem. Eksploatacja na znaczną skalę odbywa się natomiast na obszarze złoża glin ogniotrwałych Rusko-Jaroszów. Obecnie surowiec jest tam wydobywany w dwóch odkrywkach, położonych w południowej części złoża – Stanisław Północ i Stanisław Południe. Kopalnie Edmund i Halina, leżące po północnej stronie drogi z Wrocławia do Strzegomia, są natomiast całkowicie lub częściowo zrekultywowane. We wschodniej części obszaru arkusza, poniżej Żarowa, znajduje się również fragment udokumentowanego złoża węgla brunatnego. Pomimo występowania dziesięciu udokumentowanych złóż piasków i żwirów, kruszywo jest jednak eksploatowane obecnie tylko w czterech wyrobiskach, w rejonie Mokrzeszowa, Grochotowa, Świebodzic i Starego Jaworowa.

Opracowanie arkusza Świdnica zostało wykonane w latach 2007–2009. Podstawowym źródłem materiałów były arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000 (SMGS): Świebodzice (Teisseyre, Gawroński, 1966), Strzegom (Kural, 1982b, c) Żarów (Buksiński, 1963, 1965) i Świdnica (Walczak-Augustyniak, 1988; Walczak-Augustyniak i in., 1992). Przeanalizowano także opisy profili ponad 800 wkopów badawczych i odsłonień, sporządzone przy opracowywaniu arkuszy Świebodzice i Strzegom SMGS. Nie zachowały się natomiast materiały dokumentacyjne arkuszy Żarów i Świdnica SMGS. Do prac nad arkuszem Świdnica SMGP wykorzystano także analizy archiwalnych dokumentacji geologicznych i opisy profili otworów wiertniczych, wykonanych na jego obszarze.

Materiały dokumentacyjne omawianego obszaru wraz ze skróconymi opisami profili otworów zostały opracowane przez J. Szałajdewicza z Przedsiębiorstwa Geologicznego we Wrocławiu „Proxima” SA. Zebrano i przeanalizowano wówczas łącznie około 1000 archiwalnych profili otworów wiertniczych. Na mapie dokumentacyjnej zamieszczono 703 otwory, z których 91, mających najbardziej reprezentatywne profile, zamieszczono na mapie geologicznej.

Wydzielenia geologiczne utworów czwartorzędu analizowano pod kątem dopasowania do rzeźby terenu na podstawie podkładu topograficznego w skali 1:50 000 w układzie współrzędnych „1942” i posilując się mapami topograficznymi w skali 1:10 000 w układzie „1965”. Nie prowadzono terenowych prac geologicznych.

Zagadnienia dotyczące paleozoicznych skał strefy metamorfiku kaczawskiego (inaczej kompleksu kaczawskiego lub strefy kaczawskiej) oraz granitoidów masywu Strzegom-Sobótka (masywu strzegomskiego) wraz z ich metamorficzną osłoną opracował S. Cwojdzinski. Problematykę związaną z dewońskimi i karbońskimi skałami osadowymi struktury Świebodziec przedstawił A. Ihnatowicz. Formacje paleogenu i neogenu opisał B. Przybylski. Wstępną wersję wydzieleń utworów czwartorzędowych, opracowaną głównie przy wykorzystaniu opublikowanych arkuszy SMGS, przedstawił J. Szałajdewicz. Została ona następnie zweryfikowana i miejscami znacznie zreinterpretowana przez B. Przybylskiego na podstawie profili otworów archiwalnych i archiwalnych opisów wkopów badawczych oraz w nawiązaniu do licznych badań utworów czwartorzędowych, które przeprowadzono na omawianym obszarze.

Liczne opracowania geologiczne, poruszające zagadnienia formacji skalnych, występujących na obszarze arkusza Świdnica, powstawały już na początku XX w. i dotyczą różnorodnych aspektów jego budowy geologicznej. Szczegółowymi opracowaniami kartograficznymi tego rejonu zajmowali się: Berg i inni (1912, 1929a, b), Dathe i Zimmermann (1912), zur Mühlen (1923, 1925) oraz Cramer i inni (1924a, b).

Problematyka dotycząca jednostek metamorfiku kaczawskiego była poruszana zarówno w pracach regionalnych, opisujących cały masyw Sudetów (Aleksandrowski i in., 1997, 2000; Żelaźniewicz, 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002), jak i w opracowaniach ściśle dotyczących strefy kaczawskiej (Ansilewski, 1954; Baranowski, 1975, 1987, 1988; Oberc, 1982; Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Chorowska, 1982; Kozdrój, Skowronek, 1999; Cymerman, 2002; Kryza, Muszyński, 2003; Kulczyński, Burliga, 2004).

Zagadnienia związane z wykształceniem metamorficznej okrywy masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka przedstawiono w pracach Jerzmańskiego (1965, 1970, 1972), Majerowicza (1966) i Oberca (1972).

O strukturze Świebodziec pisali: Teisseyre (1956, 1968); Gunia (1968); Porębski (1981, 1990), Kądziałko-Hofmokr i inni (1999), Kryza i Kulczyński (2001), Kulczyński i inni (2002) oraz Kulczyński i Burliga (2004).

Badaniami granitoidowego masywu Strzegom-Sobótka, z uwzględnieniem petrografii i tektoniki, zajmowali się m.in.: Cloos (1922), Łopianowski (1922), Pendias (1956), Kural i Morawski (1968), Podstolski (1970), Majerowicz (1972, 1985), Maciejewski (1973), Maciejewski i Morawski (1975), Puziewicz (1985, 1990), Janeczek (2007) oraz Domańska-Siuda (2007).

Powstawanie pokryw regolitów i związanych z nimi surowców kaolinowych na obszarze masywu strzegomskiego i w jego obrzeżeniu było tematem publikacji zur Mühlena (1925), Budkiewicza (1954, 1974), Kurała (1960, 1964, 1979, 1982a), Gawrońskiego (1982) oraz Migonia (1997).

Zagadnienia wykształcenia facjalnego oraz stratygrafii i tektoniki utworów paleogenu i neogenu zostały poruszone w pracach: Oberca i Dyjora (1969), Dyjora i Kuszell (1977), Grocholskiego (1977), Kurała (1979), Dyjora (1993) oraz Dyjora i innych (1995). Badania kenozoicznych wulkanitów na obszarze arkusza były omawiane przez Birkenmajera (1967), Grocholskiego (1977), Kurała (1979), Birkenmajera i innych (2004) oraz Badurę i innych (2005, 2006).

Problematykę czwartorzędowej aktywności sudeckiego uskoku brzeżnego przedstawiają publikacje Krzyszkowskiego (1991), Sroki (1992), Krzyszkowskiego i Biernata (1998), Krzyszkowskiego i Stachury (1998) oraz Badury i innych (2002, 2003a, b). O sedymentacji rzecznej i lodowcowej, deformacji osadów oraz stratygrafii i paleogeografii utworów czwartorzędowych pisali: Szczepankiewicz (1952, 1961, 1962), Dyjor i Kuszell (1977), Kuszell (1980, 2001), Brodzikowski (1984), Brodzikowski i Van Loon (1984), Krzyszkowski (1992, 1993, 2001), Szynekiewicz i Burdukiewicz (1994), Dyjor i inni (1995), Krzyszkowski i Czech (1995), Wójcik (1996) oraz Krzyszkowski i inni (1999, 2001).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Świdnica obejmuje fragmenty czterech jednostek fizycznogeograficznych, wyróżnianych w podziale zaproponowanym przez Kondrackiego (2009). Południowo-zachodnia część terenu badań należy do mezoregionu Pogórze Wałbrzyskie, często określanego też szerzej jako Pogórze Bolkowsko-Wałbrzyskie. Bezpośrednio na północ od Pogórza, w pasie o kierunku NW–SE, rozciąga się obszar mezoregionu nazwanego Obniżeniem Podsudeckim. Wschodnia i środkowa część terenu arkusza leży w obrębie mezoregionu Równina Świdnicka, a jego północny fragment – na obszarze mezoregionu Wzgórza Strzegomskie.

Rzeźba powierzchni terenu badań charakteryzuje się wyraźną przewagą form denudacyjnych i erozyjnych nad akumulacyjnymi. W plejstocenie ten obszar był co najmniej raz w całości pokryty lądolodem, który do krawędzi Sudetów docierał trzykrotnie. Nieustaloną do końca kwestię stanowi liczba transgresji lądolodów plejstoceniowych na terenie Pogórza Wałbrzyskiego. Ponieważ morfologiczna krawędź Sudetów jest tu stosunkowo niska, lądolód dotarł około 20 km na południe od północnej granicy Przedgórze Sudeckiego. Rekonstrukcje paleogeograficzne, zakładające dwukrotny awans lądolodu na obszar sudecki, przedstawili Szczepankiewicz (1963) i Wójcik (1996). Dowody

przytaczane przez tych autorów i interpretacja profili z wyróżnieniem dwóch odrębnych poziomów glin lodowcowych pozostają dyskusyjne (Badura, Przybylski, 1998).

Na terenie Pogórza Bolkowsko-Wałbrzyskiego zachowały się osady lodowcowe. Nie można tam jednak wyróżnić czytelnych form polodowcowych, bowiem pokrywa utworów glacialnych została silnie zredukowana i przeobrażona przez procesy denudacji. Na obszarze przedsudeckim formy pozostałe po zlodowaceniu również uległy silnemu przeobrażeniu. Dominują tu wysoczyzny płaskie, gliniaste (tabl. I), które są pozostałością po zdenudowanej wysoczyźnie morenowej. Wzgórza morenowe przekształcone przez denudację występują przede wszystkim na Równinie Świdnickiej. Są to formy wznoszące się od kilku do kilkunastu metrów ponad powierzchnią wysoczyzn gliniastych. Stanowią one pozostałość po morenach czołowych, które przeważnie miały charakter spiętrzony. Na obszarze Równiny Świdnickiej znajdują się także różnej wielkości wzniesienia, które można zinterpretować jako silnie przekształcone przez denudację kem y, na co wskazuje budowa wewnętrzna tych pagórów, składających się w przewadze z osadów piaszczystych. Wyróżniono tu również wydłużone w kierunku NE–SW formy, które prawdopodobnie są pozostałością po formach akumulacji szczelinowej. Na skłonach Wzgórz Strzegomskich zachowały się resztki piaszczystych i piaszczysto-żwirowych tarasów kemow ych.

Obszar Pogórza Wałbrzyskiego cechuje się najbardziej urozmaiconą rzeźbą. Wzniesienia tu występujące mają przeważnie obłe lub płaskie wierzchołki i łagodnie opadające grzbiety. Wiele szczytów wznosi się na wysokość powyżej 400 m n.p.m., a leżąca na północ od Cieszowa góra Wały (445,4 m n.p.m.) jest najwyższym wzniesieniem na terenie arkusza. Deniwelacja, pomierzona w nawiązaniu do poziomu około 180 m n.p.m. (na położonym najniżej obszarze w północno-wschodnim narożu terenu badań), sięga ponad 265 m. Różnica wysokości dochodzi nawet do 285 m, gdy za punkt odniesienia przyjmie się dna wyrobisk kopalń w rejonie Ruska, znajdujące się na poziomie około 160 m n.p.m. Pogórze Wałbrzyskie jest porożcinane gęstą siecią den dolin rzek i potoków oraz suchymi dolinkami i młodymi rozcięciami erozyjnymi. Łagodne w górnych partiach skłony wzgórz w strefach przydolinnych ulegają znacznemu zestromieniu. Lokalnie rozcięcia dolin rzecznych przybierają charakter dolin przełomow ych, tak jak w przypadku Pełcznicy i równoległej do niej sąsiedniej doliny Szczawnika, gdzie głębokość wcięcia erozyjnego przekracza miejscami 80 m w stosunku do wyrównanej powierzchni szczytowej wzgórz.

Wzniesienia Wzgórz Strzegomskich, zbudowane z granitów i skał metamorficznych, sięgają maksymalnie do wysokości 354,3 m n.p.m. (Gęsie Góry na północ od Żółkiewki). Zostały one zinterpretowane przez Migonia (1997) jako wzgórza rezydualne lub wyspowe.

Obszar przedsudecki jest oddzielony od Pogórza Wałbrzyskiego zdegradowaną krawędzią tektoniczną sudeckiego uskoku brzeżnego. W południowo-wschodniej części terenu arkusza ta krawędź o założeniach tektonicznych osiąga stosunkowo niewielką wysokość rzędu 40–80 m. Najwyżej występuje ona w północno-zachodniej części obszaru badań, w strefie wychodni spilitów, gdzie jej wysokość osiąga 150 m.

Rzeki w znacznym stopniu wpłynęły również na ukształtowanie krajobrazu przedpola Sudetów. W bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi tektonicznej utworzyły się powierzchnie stożków (piedmontowych), z których największy powstał u wylotu doliny Strzegomki. W dolinach rzecznych można wyróżnić trzy główne poziomy tarasów akumulacyjnych (jeden zalewowy i dwa nadzalewowe) i czwarty, najniższy – ograniczający się do wąskiej strefy rozcięć przykorytowych.

Zdefiniowanie najwyższego poziomu zakumulowanych osadów rzecznych (I) jako tarasu leżącego na określonej wysokości jest problematyczne. Zachował się on pomiędzy Jaworzyną Śląską a Żarowem i jest związany z dawnym korytem Pełcznicy, która jeszcze w okresie stadiału dolnego zlodowacenia Wisły nie skręcała w kierunku NNW koło Nowego Jaworowa, ale płynęła dalej na wprost, ku północnemu wschodowi – zgodnie z kierunkiem, który przybrała, wypływając z Sudetów. Powierzchnia najwyższego tarasu wznosi się około 8 m ponad poziomem Pełcznicy. Zmiana kierunku przepływu prawdopodobnie została spowodowana bardziej intensywną erozją wgłębną w dolinie Strzegomki i kaptażem Pełcznicy przez jeden z jej dopływów. Wpływ na taką zmianę mogły mieć także blokowe ruchy tektoniczne. W efekcie silniejszej erozji Strzegomki poziom dawnego przepływu, dochodzącego bocznice do jej doliny, wznosi się 15–20 m ponad współczesną rzeką, kilkanaście metrów wyżej niż koryto Pełcznicy.

Niższy poziom tarasu nadzalewowego (II), powstałego w stadiale górnym zlodowacenia Wisły, wznosi się około 4–6 m ponad poziomem rzek. Trzecia wyraźna powierzchnia akumulacyjna w dolinach rzecznych, holoceni taras zalewowy (III), występuje 1,5–3,0 m ponad poziomem rzek.

Problem stanowi także jednoznaczne ustalenie pozycji stratygraficznej stożka piedmontowego Strzegomki. Jego powstanie było związane z okresem zlodowacenia Warty (Kurał, 1982b, c). W przeciwieństwie do najwyższego poziomu akumulacyjnego, który zaczął powstawać w stadiale dolnym zlodowacenia Wisły, powierzchnia stożka Strzegomki wznosi się znacznie niżej ponad współczesnym dnem doliny. Można to częściowo tłumaczyć akumulacją osadów w strefie rowu Róztoki-Mokrzyszowa, który okresowo przejawiał aktywność tektoniczną. Stożek Strzegomki, podcięty od północy zdenudowaną krawędzią erozyjną (na tabl. I przedstawioną jako łagodne stoki), przechodzi w poziom tarasu erozyjno-akumulacyjnego, kształtowanego przez przepływ

o kierunku WNW–ESE w obniżeniu po południowej stronie Wzgórz Strzegomskich. Kolejna zdenurowana krawędź oddziela ten poziom od powierzchni niższego tarasu nadzalewowego (II), która na tym obszarze ma także częściowo erozyjny charakter. Oprócz żwirów rzecznych występują na niej również wychodnie glin zwałowych.

Zarówno część powierzchni spłaszczeń, na których ukazują się skały podłoża podkenozoicznego i podczwartorzędowego, jak i zdenurowane fragmenty wysoczyzn, obejmujące pozostałości pokryw osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych, wydzielono na [tablicy I](#) jako równiny denudacyjne. Obszary wysoczyznowe są oddzielone od poziomu den dolinnych zdegradowanymi krawędziami, które mają charakter długich stoków.

Formy antropogeniczne stanowią przede wszystkim liczne kamieniołomy granitu na obszarze Wzgórz Strzegomskich, o głębokościach od kilkunastu do ponad 40 m, a także rozległe wyrobiska kopalni odkrywkowych glin ogniotrwałych (iłów, iłów ogniotrwałych) w rejonie Jaroszowa i Ruska oraz związane z nimi hałdy. Rozległą strefę nasypów na obszarze Świdnicy tworzą przede wszystkim pozostałości po dużym kompleksie fortyfikacji obronnych, zbudowanym tu w XVIII w. i niemal całkowicie zburzonym w drugiej połowie XIX w.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Utwory metamorficzne występujące na obszarze bloku przedsudeckiego, w osłonie metamorficznej masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka, należą do przedsudeckiej części kompleksu kaczawskiego. W północnej części masywu, od rejonu Jawora po zachodnie zbocza Ślęży, granitoidy kontaktują z epimetamorficznym kompleksem kaczawskim bloku przedsudeckiego, a od południa, w okolicy Strzegomia – z podobnymi skałami metamorfiku (jednostki) Płaskich Wzgórz, wśród których występują skały silniej zmetamorfizowane. Epizonalny kompleks fyllitowo-łupkowy, wobec podobieństw wiekowych i litologicznych stanowi wraz z serią metawulkaniczną przedłużenie asocjacji skalnej Gór Kaczawskich (Jerzmański, 1965). Kompleks ten został wydzielony na terenie bloku przedsudeckiego jako tzw. grupa formacji kaczawskich (Grocholski, 1982). Jest on reprezentowany przez szeroko rozprzestrzenione serie fyllitów, łupków serycytowo-kwarcowych i kwarcytowych, łupków krzemionkowych i litytów, metamułowców oraz metaszarogłazów paleozoiku dolnego, dewonu i karbonu dolnego (ordowiku–karbonu dolnego).

Paleontologicznie zostały udokumentowane utwory piaszczyste i ilasto-piaszczyste ordowiku (Jerzmański, 1970) oraz skały ilaste syluru z graptolitami ludlowu dolnego (Jerzmański, Teller, 1971).

Istnieje tu prawdopodobnie kompletny profil skał syluru, przechodzących w kierunku spągu w osady ordowiku. Ku stropowi zaobserwowano przejście w utwory dewonu – skały piaszczyste żywetu–franu, przecinane intruzjami diabazów (Jerzmański, 1970) oraz w utwory ilasto-krzemionkowe z przeławiczeniami mułowców, skał węglanowych i tufitów franu–famenu (Chorowska, 1982). Rozpoznano też utwory karbonu dolnego, a miejscami także i najniższej części karbonu górnego. Omówione skały paleozoiczne są zmetamorfizowane, przy czym stopień przeobrażeń wyraźnie słabnie ku ich stropowi oraz ogólnie ku północnemu zachodowi obszaru. Tektonika tych utworów, znana głównie z otworów wiertniczych, nie została nadal wyjaśniona, zwłaszcza z powodu zmieniających się zasad klasyfikacji stratygraficznych.

Niskometamorficzna osłona granitoidów masywu Strzegom-Sobótka stanowi fragment przed-sudeckiego przedłużenia strefy kaczawskiej. Epizonalny kompleks wulkanogeniczny bloku przed-sudeckiego zazębia się z kompleksem fyllitowo-łupkowym i występuje w jego obrębie. Składa się on z zieleńców i łupków zieleńcowych, diabazów, porfiroidów i łupków tufogenicznych (formacja spilitowo-keratofirowa) oraz litologicznie wykazuje podobieństwo do kompleksu skał w Górach Kaczawskich, jednostce Dobromierza i jednostce Rzeszówka-Jakuszowej.

1. Proterozoik–kambr (?)

a. Neoproterozoik–kambr (?)

Łupki łyszczykowo-sillimanitowe, gnejsy hornblendowe, oligoklazowe i oligoklazowo-mikroklinowe oraz amfibolity są mezozonealnie przeobrażonymi skałami w południowo-zachodniej okrywie granitoidowego masywu Strzegom-Sobótka. Z analizy profili litologicznych otworów wiertniczych na obszarze arkusza Świdnica SMGS oraz z petrograficznego opracowania arkuszy sąsiednich (Maciejewski, 1975) wynika, że znajdują się one tam obok wydzielanych dotychczas serii skał przeobrażonych epizonalnie, a lokalnie także zmetamorfizowanych kontaktowo w facji hornblendowo-hornfelsowej. Kompleks ten, z racji jego charakteru petrograficznego i stopnia zmetamorfizowania, można porównać z występującymi w pobliżu gnejsami sowiogórskimi. Według Maciejewskiego (1975) to podobieństwo jest bardzo wyraźne, zwłaszcza w odniesieniu do gnejsów hornblendowych i towarzyszących im amfibolitów, dotychczas nie opisywanych na przedpolu Sudetów.

Szczegółowe opisy petrograficzne i wyniki analiz chemicznych omówionych skał podali Walczak-Augustyniak i inni (1992).

Łupki łyszczykowe, miejscami łupki biotytowo-plagioklazowe i kwarcowo-skalenkowe, z przewarstwieniami łupków kwarcytowych, skarnów

i amfibolitów. Skały paleozoiku dolnego występują w podłożu południowo-wschodniej części terenu badań, na południowy zachód od uskoku Bagieniec–Paszowice, odgraniczającego od południowego zachodu wychodnie granitoidów masywu Strzegom-Sobótka, i sięgają do rowu Roztoki-Mokrzyszowa. Zostały one nawiercone między Starym Jaworowem, Bolesławicami i Zawiszowem, na głębokości około 120–140 m.

Profil skał nawierconych w Starym Jaworowie (otw. 64) został szczegółowo opracowany przez Maciejewskiego (1975). Stwierdzono tu łupki łyszczykowe, miejscami biotytowo-plagioklazowe i kwarcowo-skaleniove, z przewarstwieniami łupków kwarcytowych, skarnów i amfibolitów. Łupki łyszczykowe są srebrzystoszare i szarozielone, o teksturze łupkowej i strukturze lepidoblastycznej. Ich główne składniki stanowią biotyt i muskowit, rzadziej kwarc, skupione w naprzemianległych laminach, często zafałdowanych. W ich obrębie występują pojedyncze ziarna plagioklazów, podrzędnie andaluzyt i kordieryt w formie gruzełków (łupki gruzełkowe). Andaluzyt jest zachowany w stanie świeżym, jako automorficzne poikiloblasty usiane wrostkami kwarcu i biotytu. Miejscami ulega on muskowityzacji. O obecności kordierytu świadczą tylko drobnołuseczkowe agregaty pinitu. Występowanie w tych skałach typomorficznych minerałów strefy kontaktowej dowodzi dominującej roli metamorfizmu kontaktowego, związanego z intruzją granitoidów.

W kompleksie skalnym z profilu w Starym Jaworowie stwierdzono też łupki kwarcytowe i grafitowe łupki kwarcytowe oraz amfibolity i skarny. Łupki są zwarte, drobnoziarniste i laminowane, zbudowane z warstewek kwarcowych o strukturze granoblastycznej, przedzielonych smużkami muskowitu. Ciemne łupki kwarcytowe zawierają rozproszony grafit. Amfibolity natomiast Maciejewski (1975) porównał do amfibolitów z północnej okrywy masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka, z rejonu Domanic, Siedlimowic i Tarnawy. W otworze w Starym Jaworowie są one niejednolite i obfitują w przeławiczenia skał wapienno-krzemianowych (skarnów) w górnej części profilu.

Walczak-Augustyniak i inni (1992) szczegółowo opisali wyniki badań petrograficznych i analiz chemicznych wszystkich skał stwierdzonych w otworze 64.

2. Kambr–ordowik

Spility są dominującą formacją skalną jednostki Cieszowa na terenie badań. Skały te tworzą rozległe wystąpienia na obszarze wzniesień Pogórza Wałbrzyskiego, między Dobromierzem (poza obszarem arkusza) i Świebodzicami. Od północnego wschodu zasięg ich występowania ogranicza linia sudeckiego uskoku brzeżnego. Niewielkie nagromadzenie spilitów stwierdzono również na górze Radoń, na południe od Mokrzyszowa, gdzie tworzy ono enklawę w obrębie skał osadowych struktury Świebodzic.

Spility są skałami afanitowymi lub drobnoziarnistymi, o barwie ciemnoszarej i zielonej, miejscami czerwonej z powodu domieszki hematytu (Teisseyre, 1973). Dość często występujące odmiany pęcherzykowate wskazują na ich lawowe pochodzenie. Skład mineralny tworzą w przeważającej części plagioklasy (głównie albit, niekiedy oligoklaz), chloryty, epidot, leukoksen, zoizyt i tlenki żelaza, a z minerałów akcesorycznych – magnetyt i ilmenit. W odmianach o grubszych ziarnach – przypominających diabazy – występują fenokryształy piroksenów (augit, często zastąpiony uralitem), intersertalnie ułożone listewki albitów oraz pseudomorfozy po oliwinach. Powszechnie są spotykane wtórne węglany.

Wśród spilitów w wielu miejscach spotyka się ciała jaśniejszych skał wulkanicznych, złożonych z kwarcu i albitu oraz z chlorytów i epidotu (Teisseyre, 1973). Te utwory mogą mieć podobną genezę jak metagranity i metaryolity, znane jako kataklazyty z Cieszowa (Smulikowski, 1996). Spility często odznaczają się dużym zaangażowaniem tektonicznym, co polega na skataklazowaniu skał i przekształceniu ich w brekcje. Liczne spękania są zabliźnione żyłkami z kwarcem, kalcytem, chlorytami, albitem, epidotem i aktynolitem.

Łupki zieleńcowe i fyllity, miejscami wkładki wapieni występują w jednostce Cieszowa i są uważane za utwory o genezie tektonicznej, powstałe na granicy ze strukturą Świebodzie (Teisseyre, 1968, 1973). Kulczyński i Burliga (2004) zreinterpretowali je jako brekcje sedimentacyjne, rozpoczynające w profilu sekwencję osadów dewonu górnego.

Łupki zieleńcowe strefy metamorfizmu kaczawskiego są afanitowe lub drobnoziarniste i posiadają bardzo wyraźną teksturę kierunkową. Jest ona wyrażona przez regularną alternację białych lamin, zbudowanych w głównej mierze z kalcytu, poprzerastanego z albitem i kwarcem oraz zielonkawych, ciemnych lamin, złożonych z blaszek chlorytu, serycytu, epidotu i aktynolitów, podrzędnie leukoksenu oraz minerałów rudnych. Geneza tekstury laminowanej nie zawsze jest jednoznaczna. Regularna laminacja, na którą nakłada się główna foliacja metamorficzna, pozbawiona przy tym wyraźnej lineacji z rozciągania, prawdopodobnie została odziedziczona po rytmicznej sedimentacji węglanowo-piroklastycznej. Potwierdza to obecność grubszych przeławień wapieni krystalicznych. Jednak lokalnie spotykane relikty struktur migdałowcowych świadczą mimo tego o lawowym pochodzeniu części łupków, poddanych później intensywnej deformacji ścięciowej, co prowadzi do powstania w nich foliacji mylonitycznej i obfitej rekrytalizacji węglanów wtórnych. Produktami podatnego ścinania mogą być fyllity (fyllonity?) ze strefy granicznej między wapieniami krystalicznymi i zieleńcami (Teisseyre, 1977). W jednostce Cieszowa występuje seria naprzemianległych łupków chlorytowych i serycytowych oraz fyllitów wapiennych, którym towarzyszą gniazda i soczewy

białych wapieni (Teisseyre, 1973). Te soczewy o kilkunastometrowej miąższości (dziś prawie całkowicie wyeksploatowane) mogą stanowić odpowiednik wapieni wojcieszowskich.

a. Kambr górny–ordowik dolny

Katakłazyty i mylonity (metagranity albitowe i metaryolity) tworzą stropową część serii spilitów w jednostce Cieszowa (Teisseyre, 1973). Te skały wyróżniają się barwą szarą, szarozielonkawą, różową lub czerwoną, spowodowaną większą domieszką hematytu. Mają one pochodzenie magmowe, lecz wykazują bardzo duże zróżnicowanie pod względem typu skał wyjściowych i późniejszych przemian dynamometamorficznych. Szczegółowe opisy litologiczno-petrograficzne (Smulikowski, 1996) wskazują, że protolitem odmian masywnych i gruboziarnistych z zachowaną strukturą skał magmowych były granity albitowe. Odmiany drobnoziarniste, o wyglądzie aplitów i felsytów, z uwagi na zachowane miejscami porfirokryształy skaleni, powstały ze skał wylewnych o strukturze porfirowej. Zachodzące później przemiany dynamometamorficzne przekształciły je, zależnie od natężenia procesów ścinania, w kataklazyty, protomylonity i mylonity (czyli gnejsy), aż po laminowane ultramylonity.

Skład mineralny kataklazytów i mylonitów odznacza się małym zróżnicowaniem i ogranicza się do występowania kwarcu, albitu, serycytu i chlorytów (penninu), rzadziej epidotu. Powszechnie są znajdowane wtórny kalcyt oraz rozproszone tlenki żelaza. Smulikowski (1996) zauważył zjawisko zastępowania pierwotnego skalenia potasowego albitem oraz to, że część chlorytów powstała z biotyту.

Miejscami pomiędzy metagranitami i metaryolitami znajdują się wkładki zieleńców, podobne do utworów zaobserwowanych w serii spilitów. Wzmiankowana wcześniej obecność drobnych ciał albitowo-kwarcowych w spilitach uzasadnia interpretację, że przeobrażone kwaśne skały magmowe, omówione wyżej, tworzą intruzje młodsze od metabazytów jednostki Cieszowa.

Oznaczenia geochronologiczne metodą U/Pb metagranitów z Cieszowa wskazują, że zbudowana z nich intruzja powstała na pograniczu kambru i ordowiku (Kozdrój i in., 2006). Wynik ten potwierdza sugerowane wcześniej podobieństwo tych skał do tzw. gnejsów paczyńskich z metamorfiku Rudaw Janowickich, utworzonych z przeobrażenia plagiogranitów, których wiek uzyskany przy pomocy datowania izotopowego wynosi około 500 Ma BP (Kozdrój i in., 2006).

3. Ordowik

Fyllity (metamułowce i metaiłowce, miejscami metatufity) stanowią zielonkawe skały cienkolaminowane, przelawicone wkładkami fioletowych łupków, najprawdopodob-

niej tufitowego pochodzenia. Miejscami są one intensywnie sfałdowane i poddane ścinaniu tektonicznemu. W ich składzie mineralnym wyróżniono detrytyczny kwarc, serycyt, albit oraz chloryty, rzadziej węglany, a wśród minerałów akcesorycznych – magnetyt, który rozkładając się podczas wietrzenia nadaje skałom fioletowe zabarwienie.

Inna odmiana fyllitów (fyllity pstre) występuje przeważnie w strefach granicznych. W tych miejscach szare łupki i fyllity kontaktują się ze skałami kompleksu wulkanicznego lub z łupkami syluru i dewonu (Haydukiewicz, Urbanek, 1986; Haydukiewicz, 1987).

Na obszarze arkusza Złotoryja SMGP (Kozdrój i in., 2005, 2012), w obrębie jednostki Rzeszówka, w dolinie Kamiennika stwierdzono redeponowane dolno- i środkowoordowickie konodonty w występujących w omawianych utworach drobnych interkalacjach cienkoławicowych wapieni syderytowych (Baranowski, Urbanek, 1972; Urbanek i in., 1977; Froehlich i in., 1991). Można stąd wnioskować, że właściwa sedimentacja tego zespołu skał mogła przebiegać w środkowym lub późnym ordowiku.

Metatrachity laminowane z wkładkami łupków krzemionkowych i fyllitów znajdują się w obrębie jednostki Dobromierza, na północ od Jaskulina.

Metatrachity laminowane powstały z ciemnozielonych, szarych, czarnych lub fioletowych skał wulkanoklastycznych, charakteryzujących się dużym zróżnicowaniem teksturalnym i genetycznym (Awdankiewicz, 1992; Muszyński, 1994). Wyniki badań reliktyw struktury sedimentacyjnej pokazały, że ich utworami wyjściowymi były wulkaniczne zlepieńce (z klastami lawowymi o średnicy dochodzącej do 35 cm), oraz piaskowce, mułowce i ilowce deponowane jako podmorskie turbulentne spływy grawitacyjne. Mogły one także powstać ze spływów popiołowych typu ignimbrytów oraz z potoków piroklastycznych, miejscami o charakterze subarealnym. Z uwagi na zróżnicowanie składu klastów osady wulkanoklastyczne podzielono na polilityczne (wieloskładnikowe, zawierające fragmenty jasnych, kwaśnych skał wulkanicznych, czarnych skał obojętnych i zasadowych, oraz klasty wulkanicznych mułowców i piaskowców), monolityczne (jednoskładnikowe) i skały bogate w kryształy (Awdankiewicz, 1992; Muszyński, 1994).

Metawulkanity trachitowe (metatrachity) są zbudowane przede wszystkim z drobnoziarnistej masy złożonej z kwarcu, często ulegającego serycytyzacji, albitu, serycytu, chlorytów, minerałów rudnych (zwłaszcza tytanitu) i nierozpoznawalnych minerałów nieprzezroczystych. Są także znajdowane: egiryn, zielony biotyt, węglany, sporadycznie stilpnomelan i niebieskie amfibole (Muszyński, 1994).

Wśród skał wulkanoklastycznych występują również wkładki czarnych łupków krzemionkowych z litydami lub fyllitów, powstałych z hemipelagicznych mułowców. Na terenie sąsiedniego arkusza SMGP Bolków, na obu skrzydłach tzw. synkliny Starych Rochowic, seria metatrachitów

z wzgórza Lubrza miejscami kontaktuje się lub przeławica z sylurskimi łupkami (Haydukiewicz, Urbanek, 1986; Haydukiewicz 1987; Awdankiewicz, 1992; Muszyński, 1994). Udokumentowano tam występującą miejscami faunę graptolitową syluru (Kornaś, 1974, 1977), co świadczy o tym, że przynajmniej część kompleksu metatrachitów z Lubrzy może być młodsza od ordowiku.

4. Sylur

Zieleńce i łupki zieleńcowe (metabazyty typu E- i N-MORB) tworzą wystąpienia na południe od Świebodzic. Sylurski wiek metabazytów został zasugerowany w nawiązaniu do profilu tych utworów na obszarze arkusza Bolków SMGP, gdzie zieleńce są podścielane przez metasedymenty uznawane za ordowickie, a w ich stropie występują miejscami łupki graptolitowe syluru dolnego (Schwarzbach, 1939; Jerzmański, 1965; Haydukiewicz, 1987). Zieleńce jednostki Dobromierza nie mają żadnych reperów bio- lub chronostratygraficznych. Teisseyre (1973) przydzielił je do utworów kambru, natomiast Cymerman i Mastalerz (1994, 1995) przypisali im wiek kambryjsko-ordowicki.

Ciemno-szaro-zielone zieleńce masywne są zwarte, drobnoziarniste i afirowe, słabo zaznaczają się w nich tekstura kierunkowa. Powstały one z grubych potoków lawowych w warunkach środowiska podmorskiego, o czym świadczą często spotykane owalne formy law poduszkowych lub struktury migdałowcowe, charakterystyczne dla pęcherzykowatych odmian tych skał. Rzadszy typ stanowią lawy zbrekcjowane. Do minerałów zieleńców należą występujące w różnych proporcjach: albit, epidot, chloryty, amfibole włókniste i wtórny węglan wapnia. Miejscami są znajdowane większe porfirokryształy piroksenów (augitu). Zieleńce masywne stopniowo zastępują odmiany złupkowane. W zależności od stopnia mylonityzacji zachowały się struktury wyjściowych skał magmowych, bądź w formie większych partii widocznych w skali odsłonięcia, bądź jak w przypadku cienkolaminowanych mylonitów lub ultramylonitów, jako drobne, soczewkowate relikty widoczne tylko pod mikroskopem. Powierzchnie foliacji metamorficznej, wzdłuż których zachodziła deformacja skał, tworzą chloryty (pennin), serycyt, epidot i leukoksen; często są one podkreślone białymi pasemkami kalcytowymi.

Inna odmiana łupków zieleńcowych powstała przypuszczalnie z przeobrażenia bazytowych tufów i tufitów. Charakteryzuje się ona występowaniem ciągłej laminacji z wyraźnym podziałem na subtelnie zaznaczające się jasne i ciemne laminki. Jasne warstewki są utworzone z kwarcu, kalcytu i albitu, a ciemne – głównie z minerałów grupy chlorytów i epidotu z pojedynczymi ziarnami kwarcu i albitu, którym towarzyszą minerały akcesoryczne: tlenki żelaza, leukoksen i węglany.

Łupki serycytowe i łupki chlorytowe z wkładkami zieleńców występują jako cienkie, o miąższości od jednego do kilkudziesięciu metrów, soczewkowate wkładki wśród

masywnych metabazytów w jednostce Dobromierza (Teisseyre, 1972, 1973, 1976, 1977; Kural, Teisseyre, 1978a, b). Ich profil tworzą cienko laminowane skały barwy szarej, szarozielonej lub szarofiolkowej, o jedwabistym połysku, zbudowane głównie z serycytu, kwarcu i chlorytów, którym miejscami towarzyszą węglany, syderyt i albit. Są to utwory pochodzenia osadowego, powstałe z przeobrażenia tufów oraz tufitów z przeławiczeniami mułowców i iłowców. Miejscami znajdują się w nich wkładki zieleńców i łupków zieleńcowych. W rejonie Kłonic (na zachód od obszaru arkusza Świdnica) znaleziono w zwietrzelinach tych łupków bloczki czarnych litytów (Kural, Teisseyre, 1978b), co może sugerować sylurski wiek omawianych skał. Jednak z powodu silnego zaangażowania tektonicznego – m.in. Cymerman (2002) wyznacza strefy mylonityzacji wzdłuż ich wychodni – pozycja litostratygraficzna tych utworów nie została dokładnie ustalona.

5. Kambr–dewon (?)

Skały kompleksu kaczawskiego stwierdzano w osłonie masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka, zarówno na północ, jak i na południe od niego. Uległy one intensywnemu metamorfizmowi kontaktowemu, który spowodował strefowe występowanie typomorficznych minerałów kontaktowych i zastępowanie skał epimetamorficznych przez zróżnicowane łupki plamiste i hornfelsy.

Łupki kwarcytowo-grafitowe budują kulminację grzbietu Płaskich Wzgórz i południową część wzniesienia Lisiec, w południowej osłonie granitoidów masywu Strzegom-Sobótka. Wychodnie łupków kwarcytowo-grafitowych są rozdzielone przez łupki łuszczakowo-kwarcowe i hornfelsy kordierytowo-andaluzytowe. Omawiane skały występują także w północnej osłonie masywu, jednak głównie poza terenem arkusza Strzegom SMGS.

Łupki mają czarne lub ciemnoszare zabarwienie. Posiadają one wyraźną i dobrą oddzielność płytkową. Miejscami występują w nich cienkie żyłki i płaskie soczewki kwarcowe. Są to skały drobnokrystaliczne, o strukturze granoblastycznej i teksturze kierunkowej. Tekstura kierunkowa jest w nich zaznaczona smugami grafitowymi i wyciągniętymi ziarnami kwarcu. Smugi grafitu, rozdzielające warstewki kwarcowe, na pewnych odcinkach mają przebieg regularny i równoległy, a w innych miejscach są zafałdowane, nieregularne i porozrywane. Ziarna kwarcu wykazują zróżnicowane wartości średnicy (0,01–0,10 mm). Grafit jest drobnoziarnisty, o wymiarach blaszek poniżej 0,01 mm, i koncentruje się głównie w smużkach. Sporadycznie tworzy on większe blaszki. W niektórych smugach grafitowych występuje też w niewielkich ilościach serycyt i biotyt. W łupkach kwarcytowo-grafitowych, występujących na wzniesieniu Lisiec, stwierdzono także turmaliny. Zur Mühlen (1925) podał, że w łupkach kwarcytowo-grafitowych z Płaskich Wzgórz stwierdzono andaluzyt i chiastolit.

Łupki kwarcytowo-grafitowe powstały z kontaktowo przeobrażonych łupków bitumicznych, prawdopodobnie z bogatych w krzemionkę sylurskich łupków grafitowych i krzemionkowych.

Zieleńce, łupki zieleńcowe i amfibolity tworzą niewielki grzbiet o prawie równoleżnikowym kierunku, rozciągający się w odległości około pół kilometra na południe od Płaskich Wzgórz. Oberc (1972) opisał je jako łupki zieleńcowe i uznał za młodsze od skał występujących na Płaskich Wzgórzach. Zostały one poddane metamorfizmowi kontaktowemu, przechodząc w złupkowane amfibolity. Są to skały afanitowe, o teksturze bezładnej i szarozielonym, miejscami żółtozielonym, zabarwieniu. Zwykle są one złupkowane, choć obserwuje się również partie tych skał w postaci masywnej i nie wykazującej wówczas złupkowania. Występują w nich drobne gniazda kwarcowe i kwarcowo-skalenkowe, w których spotyka się skupienia epidotu, a niekiedy granatów. Agregaty epidotu znajdują się w pobliżu spękań. Szczegółowy opis petrograficzny omawianych skał podał Kural (1982c).

Łupki serycytowo-kwarcowe, kwarcowo-łyszczkowe i kwarcytowe oraz łupki kwarcowo-łyszczkowe z kordierytem i andaluzytem i hornfelsy odsłaniają się bezpośrednio na powierzchni w południowym skrzydle osłony masywu, w korycie i prawym zboczu doliny Czarnuchy – na południowy wschód od wyniesienia z zieleńców i amfibolitów. Zajmują także znaczny obszar bezpośrednio na zachód od wspomnianych wyżej wychodni oraz na południe i północ od grzbietu zbudowanego z amfibolitów, ale w większej części znajdują się tu pod bardziej lub mniej miąższym przykryciem osadów czwartorzędowych.

Łupki mają jasnoszare, ciemnoszare lub brunatnoszare zabarwienie. Odznaczają się one srebrzystym połyskiem. Miejscami zaobserwowano łupki plamiste z wyraźnie zaznaczającymi się ciemniejszymi owalnymi plamkami, związanymi ze zwiększoną w tych miejscach zawartością drobno-blastkowego biotyту. Pod mikroskopem omawiane skały wykazują strukturę drobnoziarnistą, grano- i lepidoblastyczną oraz teksturę kierunkową. Zbudowane są one z kwarcu, serycytu, muskowitu, biotyту i tlenków żelaza. Wpływ przeobrażeń termicznych spowodował krystalizację biotyту w laminach serycytowych. Skały te są bardzo podobne do łupków występujących w północnej części osłony masywu strzegomskiego.

Łupki serycytowo-kwarcowe budują także północno-wschodni skraj metamorficznej osłony granitoidów. Stwierdzono je we wkopach w rejonie Wzgórz Jaroszkowskich, stanowiących wschodni fragment Wzgórz Strzegomskich. Występują tam ich jasnoszare, ciemnoszare i brunatnobezowe odmiany. W obrazie mikroskopowym łupki przedstawiają się jako skały drobnoziarniste, o strukturze grano- i lepidoblastycznej oraz teksturze kierunkowej. Zawierają one kwarc, serycyt i niewielką ilość

muskowitu, biotytu i tlenków żelaza oraz andaluzytu. Kwarc jest wykształcony w postaci drobnych, nierównych ziarn o średnicy 0,01–0,50 mm, przeważnie wydłużonych zgodnie z kierunkową teksturą skał. Między jego ziarenkami są rozproszone łuseczki serycytu, które tworzą smużkowe nagromadzenia. W niektórych laminach serycytowych często znajduje się szkieletowo wykształcony andaluzyt. Muskowit i biotyt tworzą większe, pojedyncze blaszki, przeważnie skośnie ułożone względem laminacji. Biotyt występuje częściej, także w postaci drobnych lamin, przegradzających warstewki kwarcowe.

Opisane powyżej łupki przechodzą stopniowo w kierunku kontaktu z granitoidami masywu Strzegom-Sobótka w łupki łyszczykowe. W strefie bezpośredniego kontaktu z intruzją występują łupki kwarcowo-łyszczykowe z granatami i hornfelsy.

Łupki łyszczykowe stwierdzono również za pomocą otworów wiertniczych w okolicy Ruska-Jaroszowa (m.in. otw. 10, 11 i 12) oraz Piotrowic Świdnickich. Strop łupków nawiercono tu na różnych głębokościach – od kilku do kilkudziesięciu metrów. Miąższość serii tych skał nie jest tu znana, ponieważ nie zostały one przewiercone.

W miarę zbliżania się w kierunku południowym do wychodni granitoidów, wśród skał zaczyna się ujawniać coraz wyższy stopień zhornfelsowania; przechodzą one w zespół łupków kwarcowo-łyszczykowych z kordierytom lub andaluzytem. Andaluzyt występuje w nich w postaci automorficznych słupków, a kordieryt wykrystalizował jako duże ziarna, które następnie uległy pinityzacji. Na pierwotną strukturę grano- i lepidoblastyczną nakłada się struktura diablastyczna, a tekstura kierunkowa stopniowo zanika i przekształca się w bezładną.

Wzdłuż kontaktu z granitoidami zaobserwowano łupki kwarcowo-łyszczykowe z granatami. W starym, nieczynnym kamieniołomie, na północ od Łażan, jest widoczna ostra i wyraźna granica intruzyjna. W granitoidach występują tu porwaki łupków łyszczykowych (ksenolity). Skały kontaktowe w kamieniołomie stanowią typowe hornfelsy o strukturze granoblastycznej i słabo widocznej teksturze kierunkowej. Głównymi minerałami w ich składzie są: kwarc, biotyt, skałen alkaliczny, granaty, kordieryt i andaluzyt oraz minerały akcesoryczne – apatyty, cyrkon i tlenki żelaza. Podobne łupki, lecz słabiej odsłonięte niż w omawianym wyżej wyrobisku, znaleziono w małym starym kamieniołomie, około 1 km na wschód od Mikoszowej, oraz na terenie Wzgórz Jaroszkowskich. Łupki łyszczykowe, a także miejscami łupki epidotowe strefy kontaktowej, występują w formie większych lub mniejszych płatów w okolicy pomiędzy Mikoszową a Mielęcinem, w rejonie Wzgórz Jaroszkowskich oraz na północno-wschodnich stokach Wzgórz Strzegomskich. Łupki epidotowe łączą się ściśle z serią łupków łyszczykowych, gdyż występują naprzemianlegle z nimi, w pakietach o miąższości do 0,4 m. Są one prawdopodobnie wynikiem diaforezy niewielkich wkładek amfibolitowych pod wpływem pogranitowych roztworów hydrotermalnych.

Bezpośrednio na północ od kamieniołomu granitu, usytuowanego na wschód od Granicznej, granitom towarzyszą ciemnoszare i szare łupki kwarcytowe z wkładkami czarnych łupków kwarcytowo-grafitowych. Spotyka się w nich piryty. Kosztem tych łupków powstają jasnoszare hornfelsy kwarcytowe, w których tekstura łupkowa jest zatarta przez rekryształizację minerałów tła.

6. Dewon

a. Dewon górny

Mułowce, piaskowce drobnoziarniste i iłowce – formacja z Pogorzały. Te osady tworzą dolną część profilu formacji, zbudowaną z przeławicających się wzajemnie szarych, czarnych i zielonkawych mułowców, żółtych iłowców oraz jasnoszarych, szarych i zielonkawych, drobno- i średnioziarnistych piaskowców cienkoławicowych z soczewkami wapieni (Teisseyre, Gawroński, 1966). Miejscami piaskowce są twarde i mają spoiwo krzemionkowe.

Zlepieńce i piaskowce gruboziarniste – formacja z Pogorzały zostały nazwane przez Teisseyre'a (1960) zlepieńcami z Lipiny. Zlepieńce są drobno- i grubootczakowe, gruboławicowe, miejscami występują z piaskowcami zlepieńcowatymi. W składzie otoczków w zlepieńcach dominują kwarcyty, spility, zieleńce, gnejsy i łupki epimetamorficzne. Występują tu także otoczaki i głązy gnejsowe o średnicy do 0,6 m (Haydukiewicz i in., 1982, 1985). Zlepieńce przeławicają piaskowce średnio- i gruboziarniste, masywne i z uziarnieniem frakcjonalnym. Ławice piaskowców mają miąższość od kilkunastu centymetrów do 2 m. Miąższość osadów całej serii wynosi 450–530 m.

Utwory formacji z Pogorzały i formacji z Pełcznicy występują w rejonie Świebodzic, Cieszowa i Jaskulina. Formacja z Pogorzały została szczegółowo opisana m.in. przez Porębskiego (1981). Lateralny ekwiwalent formacji z Pogorzały stanowi prawdopodobnie przynajmniej część osadów formacji z Pełcznicy, która różni się od opisanych wyżej utworów brakiem soczew piaskowcowo-zlepieńcowych.

Piaskowce szarogłazowe, mułowce i zlepieńce – formacja z Pełcznicy. W wyższej części profilu formacji przeważają warstwy piaskowców nad mułowcami, a także występują wkładki polimiktycznych zlepieńców drobnotoczakowych. Sporadycznie w mułowcach znajdują się brązowe soczewki biomikrytów z domieszką materiału terygenicznego. W rejonie Jaskulina, w obrębie piaskowców szarogłazowych, znaleziono soczewki zlepieńcowatych piaskowców szarogłazowych.

Piaskowce szarogłazowe i mułowce występują na południowy zachód od Świebodzic, w formie czterech izolowanych, owalnych wychodni. Utwory tego wydzielenia stanowią kontynuację w profilu piaskowców szarogłazowych, mułowców i zlepieńców, należących do formacji z Pełcznicy.

7. Karbon

a. Karbon dolny

Zlepieńce gnejsowe i piaskowce – formacja z Książa występują w południowo-zachodniej części terenu arkusza. Formacja z Książa została opisana m.in. przez Porębskiego (1981). Jej profil budują głównie zlepieńce grubooczakowe, gruboławicowe oraz w mniejszej ilości piaskowce zlepieńcowate, grubo- i średnioziarniste. W składzie otoczków zlepieńców dominują gnejsy, granitognejsy oraz jasnoszare granity. Występują tutaj także słabo obtoczone bloki gnejsów i migmatytów o średnicy do 2 m. W części spągowej omawianej serii znajdują się warstwy zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych z klastami wapiennymi oraz cienkie przewarstwienia mułowców (Porębski, 1981). Miąższość utworów tej formacji wynosi co najmniej 2000 m. W południowo-zachodniej części obszaru badań facjalny odpowiedniki skał formacji z Książa tworzą osady formacji z Chwaliszowa.

Zlepieńce i piaskowce – formacja z Chwaliszowa. Wschodnie skał tej formacji znaleziono w południowo-zachodniej części arkusza, w rejonie Cieszowa. Profil budują zlepieńce gruboławicowe i grubooczakowe, barwy szarej, z przewarstwieniami masywnych oraz frakcjonalnie warstwowanych piaskowców grubo- i średnioziarnistych. Występują tu otoczaki zlepieńców o średnicy 3–13 cm oraz bloki gnejsów, mających średnicę do 1,5 m (Porębski, 1981). W zlepieńcach znajdują się gnejsy, jasnoszare granity i skały osadowe. Zawierają one także kwarc, dewońskie szare i czarne łupki oraz niezmetamorfizowane szarogłazy, a także pochodzące ze strefy metamorfizmu kaczawskiego kwarcyty, fyllity, zieleńce, diabazy, kwarc, paleolity i keratofiry. Miąższość skał omawianej formacji wynosi około 3000 m (Teisseyre, 1952).

Brekcje (brekcie tektoniczne) tworzą niewielkie wystąpienia w rejonie Cieszowa i na południe od Świebodzic. Są one porozdzielane nasunięciami od otaczających je piaskowców szarogłazowych i mułowców formacji z Pełchnicy. Ich przynależność litostratygraficzna nie została wyjaśniona, być może stanowią one część profilu osadów formacji z Książa.

8. Karbon–perm

a. Karbon górny–perm dolny

Masyw granitoidowy Strzegom-Sobótka tworzy drugą co do wielkości intruzję na terenie Dolnego Śląska i znajduje się w całości na obszarze bloku przedsudeckiego, między Jaworem na zachodzie a Sobótką na wschodzie. Przebiega on w kierunku NW–SE na długości około 50 km, a jego szerokość osiąga maksymalnie 12 km. Wschodnie granitoidy masywu są rozprzestrzenione wypowowo wśród osadów kenozoicznych bloku. Największe z nich występują w okolicy Strzegomia

(strzegomska płyta granitowa) oraz na zachodnich zboczach Ślęży. W swej najbardziej wysuniętej na zachód części, na zachód i na południe od Jawora, masyw przylega do linii Sudetów wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego. Nie znaleziono bezpośrednich dowodów na to, że granitoidy tego masywu są ulokowane po zachodniej stronie wspomnianego wyżej uskoku, na obszarze bloku sudeckiego. Granitoidy masywu Strzegom-Sobótka mają kontakty termiczne ze wszystkimi skałami osłony metamorficznej i magmowej, za wyjątkiem skał rejonu przysudeckiego. W części wschodniej, na zboczach Ślęży, granitoidy intrudują w obręb kompleksu ultrabazytowo-bazytowego (serpentynitów, gabr i amfibolitów). Wzdłuż kontaktów intruzyjnych granitoidów omawianego masywu zaobserwowano liczne zjawiska egzo- i endokontaktowe: metamorfizm termiczny skał osłony, strefy brekcji intruzyjnych, ksenolity skał osłony, szliry, itp. Południowe granice masywu natomiast, na znacznym odcinku od Płaskich Wzgórz aż po Świdnicę, biegną wzdłuż uskoku Strzegom–Świdnica. Ma on przebieg równoległy do sudeckiego uskoku brzeżnego i zrzuca granitoidy ku południowi, w stronę zespołu młodych zapadlisk typu rowów tektonicznych (rowu Roztoki-Mokrzyszowa), które towarzyszą krawędzi Sudetów. Uskok Strzegom–Świdnica przecina skośnie masyw granitoidowy i dzieli go na dwie wyraźne części. Granitoidy masywu zostały udokumentowane w wielu otworach wiertniczych, wykonanych w utworach podłoża kenozoicznego, między wychodniami skał masywu a brzegiem Sudetów. Wyniki badań geofizyczno-grawimetrycznych pokazują, że granitoidy występują w północno-zachodniej części przedsudeckiego fragmentu bloku sowiogórskiego, aż do linii Dzierżoniowa–Pieszczyce.

Masyw Strzegom-Sobótka wykazuje zróżnicowanie litologiczne. Badania m.in. Pendiasa (1956), Kurala i Morawskiego (1968) oraz Majerowicza (1972) pozwoliły wydzielić następujące główne typy petrograficzne: granity hornblendowo-biotytowe i biotytowe, przeważnie występujące w zachodniej części masywu, oraz granity dwułuszczkowe i granodiority biotytowe, dominujące w jego wschodnim fragmencie. Różnice w składzie poszczególnych odmian granitoidów sugerują różne pochodzenie magm i ich ewolucję w obu częściach masywu (Majerowicz, 1972; Puziewicz, 1985; Domańska-Siuda, 2007). Granitoidy masywu Strzegom-Sobótka zaliczają się do skał metaluminowych, alkaliczno-wapniowych (głównie granity hornblendowo-biotytowe) i wapniowo-alkalicznych (granodiority i granity biotytowe). Według klasyfikacji geochemicznej granitoidów Barbarena (1999) należą one w większości do potasowych granitów wapniowo-alkalicznych oraz peraluminowych granitów muskowitowo-biotytowych (granity dwułuszczkowe). Masyw jest plutonem wielofazowym – prawdopodobnie najstarsze granity dwułuszczkowe genetycznie różnią się od pozostałych odmian granitoidów. Ich wiek oszacowano metodą Rb/Sr (na biotycie) na 324 ± 7 Ma BP (Pin i in., 1988), mimo że wiek monacytu i ksenotymu z tych skał (metoda U/Pb) został określony

na $309,1 \pm 0,8$ Ma BP i $306,4 \pm 0,8$ Ma BP (Turniak, Broecker, 2002). Granodioryty biotytowe zostały wydатовane na $308,4 \pm 1,7$ Ma BP (badania cyrkonu). Ich występowanie wskazuje na stopniową zmianę chemizmu magmy, która polegała na zwiększaniu się zawartości Fe, Mg i Al kosztem Si w kierunku od wschodu ku zachodowi. W zachodniej części masywu granity (monzonitowe) hornblendowo-biotytowe są pochodzenia niewątpliwie skorupowego i intrudowały około 281 ± 12 – 278 ± 7 Ma BP (Pin i in., 1988 – metoda Rb/Sr). Badania wieku cyrkonów w tych skałach dały wynik $302,9 \pm 2,2$ Ma BP (Turniak i in., 2005), natomiast w granitach biotytowych – $307,2 \pm 4,4$ Ma BP. Z kolei wiek ochłodzenia (pomierzony metodą K/Ar) granitoidów masywu Strzegom-Sobótka waha się w granicach 298–291 Ma BP, co sugeruje szybkie tempo tego procesu.

Granity zachodniej części masywu są od dawna znane z mineralizacji rudnych, związanych z samymi granitami (mineralizacje rozproszone), z żyłami i gniazdami pegmatytowymi oraz ze strefami spękań, uskoków i żył kwarcowych, które reprezentują późną, pointruzyjną fazę ewolucji intruzji. Dominuje tu mineralizacja molibdenitowa z udziałem minerałów Sn, W, Cu, Bi, Fe, Ti i Be. Mineralizacja tlenkowa Mo, Sn i W zwykle następuje w czasie wysokotemperaturowego etapu hydrotermalnego, a mineralizacja Bi oraz różnych siarczków Fe i Cu – w trakcie etapów okruszczowania w temperaturze 200–550°C (Sałaciński, 1978).

Granity i granodioryty. Granity hornblendowo-biotytowe tworzą odmianę, która dominuje wśród skał rejonu Strzegomia–Zimnika–Paszowic (Zimnik i Paszowice znajdują się już poza terenem arkusza). Są to skały równoziarniste, o odmianach od średnio- do gruboziarnistych. Mają one teksturę bezładną. Miejscami występują w nich struktury porfirowate z fenokryształami skaleni. Wśród minerałów tych skał dominuje kwarc, skaleń potasowy, plagioklasy, hornblenda i biotyt, akcesorycznie występują cyrkon, apatyty, ortyt, tytanit, rutyl, monacyt, ksenotym i tlenki żelaza. W strefie granitów hornblendowo-biotytowych obserwuje się ich liczne odmiany strukturalne, także różniące się składem mineralnym. Granity z Zimnika są pozbawione hornblendy, a ich odmiana z kamieniołomu Wieśnica wykazuje znacznie wyższe wzbogacenie w biotyt niż typowe granity hornblendowo-biotytowe. W tych skałach często występują szliry i żyły aplitowe, a także druzy i żyły pegmatytowe (Janeczek, 1985). Omawiane granity charakteryzują się obecnością licznych endogenicznych enklaw drobnoziarnistych skał maficznych o elipsoidalnym bądź kulistym kształcie i średnicy od 5 do ponad 100 cm. Ich skład odpowiada diorytom, kwarcowym diorytom i tonalitom. Obok nich często znajdują się, zwłaszcza w strefach endokontaktowych, ksenolity skał osłony – hornfelsów i łupków. Mają one średnicę do 1 m i ostre granice kontaktów z otaczającymi je granitami.

W całym masywie Strzegom-Sobótka oprócz typowych granitów występują także enklawy skalne o większym udziale granodiorytów, które wyróżniają się podwyższoną zawartością

plagioklazów, oraz odmiany przejściowe tych dwóch rodzajów skał magmowych. Pod względem wyglądu makroskopowo granodioryty są podobne do granitów.

G r a n i t y. Granity biotytowe są drugą odmianą litologiczną granitów zachodniej części masywu. Ich najrozleglejsze wystąpienie jest opisywane z kamieniołomu w Granicznej. Są to skały średnio- i gruboziarniste, równoziarniste lub porfirowate, o teksturze bezkierunkowej. Skład mineralny, typowy dla granitów, tworzą kwarc, plagioklasy, skałen potasowy, biotyt oraz minerały akcesoryczne. Nie występują w nich ksenolity i enklawy endogeniczne, natomiast często są znajdowane żyły aplitowe oraz gniazda i żyły pegmatytów.

Granity dwulyszczkowe stwierdzono między Żarowem, Siedlimowicami (wieś poza obszarem arkusza) a Świdnicą. Są to granity drobno- i średnioziarniste, często z dobrze wykształconą teksturą kierunkową, zbudowane z plagioklazów, mikropertytów mikroklinowych, kwarcu, biotytu i muskowitu oraz z minerałów akcesorycznych: cyrkonu, apatytów, czasem granatów. Skały te zawierają liczne gniazda i żyły pegmatytowe, ale są to pegmatyty zbudowane z kilku minerałów głównych. Często występują ksenolity łupków łyszczkowych o średnicy do 30 cm.

Ż y ł y k w a r c o w e są powszechne w całym pasie występowania granitoidów strzegomskich. Mają one niewielkie rozmiary, lecz mimo tego największe z nich zostały uwzględnione na mapie geologicznej. Skały te układają się w nieciągłą linię o kierunku NW–SE, biegnącą od zachodnich do wschodnich stoków Jedlic i dalej w kierunku południowo-wschodnim, gdzie występują jeszcze na zachodnim skraju Strzegomia. Linia ich wychodni wykazuje poziome przesunięcia poprzeczne, które są efektem wpływu młodszych dyslokacji. Liniowe rozprzestrzenienie i intensywna kataklaza kwarcu żyłowego wskazują na związek ze starym pęknięciem tektonicznym. Żyły kwarcowe na stokach Jedlic tworzą niskie skałki.

Opisane żyły są zbudowane ze zlewnego kwarcu, często z kawernami zawierającymi automorficzne kryształy tego minerału. Zabarwienie żył kwarcowych jest różne – mleczne, mleczne z brunatnymi naciekami w spękaniach, brunatnawe i szarawe. Nie są to skały czysto kwarcowe. W ich obrębie występują liczne gniazda skataklazowanych pegmatytów czy granitów.

9. Paleogen

a. Eocen(?)–oligocen

Utwory paleogenu i neogenu występują na obszarze arkusza wyłącznie na północny wschód od sudeckiego uskoku brzeźnego. Wypełniają one szereg basenów sedymentacyjnych pomiędzy wyspowymi wzgórzami, zbudowanymi z granitoidów masywu Strzegom-Sobótka i skał metamorficznych jego okrywy. Osady paleogeńsko-neogeńskie osiągają największą miąższość w rowie

Roztoki-Mokrzyszowa. W najgłębszej części tego obniżenia tektonicznego w otworze 84, na głębokości 660,0 m (375,0 m p.p.m.), nie osiągnięto spągu utworów paleogenu. Grocholski (1977) powołał się na wyniki badań elektrooporowych i podał, że w rejonie Mokrzyszowa strop osadów podłoża podkenozoicznego może znajdować się nawet na głębokości 800 m. Nie można jednak wykluczyć, że w dnie rowu tektonicznego występuje miąższa warstwa zwietrzałych skał, których opór elektryczny przybiera zbliżone wartości, dlatego prawdopodobnie miąższość jest nieco zawyżona. Nie stwierdzono dokładnie, jakiego rodzaju skały znajdują się w dnie tej części rowu tektonicznego. Mogą być to zarówno granity i łupki metamorficzne bloku przedsudeckiego, jak i zrzucone przez sudecki uskok brzeżny skały dewońsko-karbońskiego kompleksu osadowego basenu Świebodzie bądź skały metamorfizmu kaczawskiego. W północno-zachodniej płytszej części rowu Roztoki-Mokrzyszowa nawiercono łupki zieleńcowe w otworze 56, na głębokości 387,0 m (135,0 m p.p.m.), pod utworami paleogenu i neogenu.

Tufity. Najgłębszą część rowu Roztoki-Mokrzyszowa wypełnia miąższa seria utworów klastycznych, opisanych przez Grocholskiego (1977) jako tufy. Te skały odznaczają się znaczną zawartością frakcji psamitowej (piaskowej), zawierają także sporą domieszkę żwirów, wśród których występują duże ilości okruchów i otoczków, a miejscami głaziki o średnicy większej niż 10 cm. Należy je zdefiniować raczej jako mułki żwirowato-piaszczyste, jednak ze względu na znaczną domieszkę materiału wulkanicznego opisane utwory określono jako tufity. Wśród okruchów skalnych występują wyłącznie fragmenty granitów i bazaltów. Stopień obtoczenia jest zróżnicowany – obok ziarn dobrze obtoczonych występują także ostrokrawędziste. Miejscami w utworach tufitowych stwierdzono okruchy lignitu.

Tufity występują w rejonie Mokrzyszowa na głębokości 418,5 m i niżej (otw. 84). Miąższość całej serii, wraz z 5,5-metrową pokrywą bazaltów występujących w części stropowej, przekracza 241,5 m. Grocholski (1977) stwierdził, że tufity wypełniają zapadlisko wulkano-tektoniczne o charakterze kaldery. W innych rekonstrukcjach (Dyjur, Kuszell, 1977; Dyjur i in., 1995) tę depresję przedstawiano jako rów tektoniczny. Litologia i skład petrograficzny osadów tufitowych wskazuje, że były one transportowane wyłącznie z północnej krawędzi depresji tektonicznej przez wody przepojone zawiesiną, często nawet o charakterze spływów błotnych. Materiału dostarczały niszczone bazalty i być może także pokrywy utworów piroklastycznych. Obecność granitów w składzie okruchów wskazuje, że wychodnie tych skał były miejscami odsłaniane przez erozję lub ruchy tektoniczne spod pokrywy łupków metamorficznych, które stwierdzono w otworach na północny wschód od rowu Roztoki-Mokrzyszowa (otw. 64 i 77). Brak rozpoznawalnych okruchów łupków łyszczykowych w osadach, dostarczanych przez wody płynące na południe, można z kolei wytłumaczyć ich

silnym stopniem zwietrzenia. W wielu profilach stropowe miększe partie łupków metamorficznych mają charakter ilastych zwietrzelin i jedynie ich struktura wskazuje, że są to skały zwietrzałe *in situ*. Występowanie skał charakterystycznych dla rejonu Sudetów, takich jak porfiry i ignimbryty, dopiero w nadległych seriach osadowych wskazuje, że w czasie sedymentacji tufitów tektoniczna krawędź morfologiczna Sudetów jeszcze nie istniała. Eksponowany był natomiast masyw po północnej stronie rowu Róztoki-Mokrzyszowa.

Wiek serii tufitów według Grocholskiego (1977), który powołuje się na badania paleobotaniczne Jaworskiej (1975), został określony na późny oligocen. To oznaczenie wieku nie jest jednak do końca jednoznaczne. Przypuszczalna granica pomiędzy skałami miocenu i oligocenu w profilu otworu w Mokrzyszowie (otw. 84) została wyznaczona na głębokości około 300 m (15 m p.p.m.). Zespoły sporomorf, charakterystyczne dla utworów oligocenu górnego, zostały stwierdzone w próbkach z serii osadowych ponad tufitami na następującej głębokości: 144,0; 384,0; 395,0; 399,0; 400,0; 404,0; 405,0 i 418,0 m. Osady najwyżej położone, z których pobrano próbkę, prawdopodobnie są redeponowane. Interpretacja przedstawiona w opracowaniu Sadowskiej i innych (1974) oraz w pracy Dyjora i Kuszell (1977) zakłada, że osady wypełniające najgłębsze partie rowu Róztoki-Mokrzyszowa powstawały w najwyższej części wczesnego miocenu. Badania te zostały jednak wykonane jeszcze przed odwierceniem otworu w Mokrzyszowie (otw. 84), głównie na podstawie materiału pochodzącego z profili otworów w innych płytszych częściach rowu tektonicznego. W otworze Jugowa J/1, odwierconym na zachód od terenu arkusza Świdnica, w spągowej partii osadów wypełniających rów tektoniczny, stwierdzono występowanie dwóch miocennskich pokładów węgla brunatnego, na wysokości 50,0 m p.p.m. (Sadowska i in., 1974). Paleogeński wiek serii tufitów z otworu 84 potwierdziły wyniki datowania metodą K/Ar blozka bazaltów z ich stropowej części (Badura i in., 2005). Szacowany wiek wynosi $44,1 \pm 7,7$ Ma BP (eocen, ewentualnie wczesny oligocen).

Gliny kaolinowe, mułki i węgiel brunatny. Kural (1979) wydzielił w profilu osadów zachodniej części masywu strzegomskiego utwory czterech cykli sedymentacyjnych. Do skał pierwszego cyklu autor zaliczył osady zachowane lokalnie w rowie Róztoki-Mokrzyszowa, które powstały jeszcze przed wylewami starszych wulkanitów. W rejonie Jugowej te utwory występują na wysokości około 43–66 m p.p.m. Na skałach paleozoicznych i regolitach stwierdzono tam redeponowane zapiaszczone gliny kaolinowe, mułki i węgiel brunatny. Na podstawie wyników badań palinologicznych Grabowskiej (1973) określono wiek węgla na środkowy lub późny oligocen.

Odpowiednikiem tego wydzielenia są prawdopodobnie osady, które nawiercono w najgłębszej części zapadliska Jugowej-Szymanowa (mniejszego przegłębienia w obrębie rowu Róztoki-Mokrzyszowa), w otworze w Szymanowie (otw. 56), pod warstwą tufitów bazaltowych na głębokości

380,5 m (128,5 m p.p.m.). Na zwietrzelinach łupków zieleńcowych, na głębokości 387,0 m, zalega warstewka szarych i czarnych sapropelowych ilów węglistych, powyżej których występują zailone żwiry kwarcowe (zlepienie ilaste), drobnoziarniste piaski ilaste i pakiet redeponowanych glin kaolinowych.

B a z a l t y. W otworze w Mokrzyszowie (otw. 84), w stropowej partii serii tufitów, na głębokości 448,5 m (163,5 m p.p.m.) stwierdzono pokład bazaltów o miąższości 5,5 m. W jego górnej partii, w warstwie o miąższości 3,0 m, bazalty są porowate i mają teksturę gąbczastą. W dolnej części pokładu bazalty masywne, porowate występują jedynie w spągu. Według Grocholskiego (1977) takie cechy wskazują na to, że opisana pokrywa bazaltowa jest potokiem lawowym.

Wyniki badań geochemicznych wykonanych dla próbki pobranej z bloczku bazaltów powyżej potoku lawowego wykazały, że zgodnie z pozycją analizowanych skał na diagramie TAS można je zakwalifikować do bazaltów właściwych. Według klasyfikacji Thompsona (1984) należą one do tolelitów kwarcowych lub wysokomagnezowych andezytów (Badura i in., 2005, 2006). Kwarc stanowi kilkanaście procent objętościowych skał. Występuje on jako składnik ksenokryształów. W klasyfikacji Winchestera i Floyda (1977) próbka bazaltów z otworu w Mokrzyszowie (otw. 84) reprezentuje bazalty alkaliczne. Wykonano także datowanie tej próbki metodą K/Ar (Badura i in., 2005), które określiło jej wiek na $44,1 \pm 7,7$ Ma BP.

Zlepienie wulkaniczne i tufy bazaltowe drobnoziarniste, miejscami brekcje wulkaniczne oraz tufity. Utwory piroklastyczne znaleziono i opisano (Kural, 1979, 1982b, c) w otworze w Jugowej (otw. 40), gdzie występują na głębokości 208,4–270,2 m (37,6 m n.p.m.–24,2 m p.p.m.). W tym miejscu nie nawiercono spągu omawianych skał. Są one wykształcone jako zlepienie wulkaniczne i tufy drobnoziarniste, miejscami brekcje wulkaniczne oraz tufity. W otworze w rejonie Szymanowa (otw. 56) natrafiono na warstwę tufitów o miąższości 1,2 m, na głębokości 379,3 m (127,3 m p.p.m.). Te osady opisano jako zlepieńcowate tufity bazaltowe. Tego rodzaju utwory zostały stwierdzone przez Kurala (1976, 1979) także dalej ku wschodowi, w strefie rowu Roztoki-Mokrzyszowa, już poza granicą terenu arkusza Świdnica. Utwory piroklastyczne towarzyszą tam bazaltom występującym w formie pni i czopów wulkanicznych, pokryw lawowych i żył. Wiek bazaltów w tym rejonie został oszacowany w nawiązaniu do wyników badań palinologicznych osadów znajdujących się nad i pod wulkanitami. W otworze Jugowa J/1, już poza granicami obszaru arkusza Świdnica, pomiędzy dwoma pokładami węgla brunatnego stwierdzono obecność warstwy bentonitów, powstałych w wyniku wietrzenia tufów i tufitów (Kural, 1979). Wyniki analiz palinologicznych, wykonane przez Grabowską (1971, 1973) wykazały, że dolny pokład węgla powstał w środkowym lub późnym oligocenie, a wyżej położony – we wczesnym miocenie. W rejonie Jugowej osady okrzemkowe, przykrywające utwory wulkaniczne, zostały określone przez Raniecką-Bobrowską

(1970) jako dolnomiocenijskie. Oligocenijsko-wczesnomiocenijski wiek wulkanitów w rejonie zachodniej części rowu Roztoki-Mokrzyszowa zdaniem Kurała (1979) znajduje także potwierdzenie w wynikach badań wieku bezwzględnego bazaltów z rejonu Jawora, przeprowadzonych przez Urry'ego (1936), który przy pomocy metody helowej oszacował ich wiek na $34-29 \pm 2$ Ma BP.

10. Paleogen–neogen

a. Oligocen–miocen

Oligocen górny–miocen dolny

Tufy i brekcje wulkaniczne towarzyszą najrozległyszemu wystąpieniu bazaltów, wykształconemu w postaci potoku lawowego. Występują one na Krzyżowej Górze, na północny zachód od Strzegomia.

Bazalty tworzą cztery niewielkie wystąpienia na północny zachód od Strzegomia. Trzy z nich znajdują się pomiędzy Strzegomiem a Żółkiewką (Krzyżowa Góra), a czwarte – między Żółkiewką a Żelazowem. Według Kurała (1982c) trzy mniejsze wystąpienia stanowią wypełnienia kominów wulkanicznych, przebijających granitoidy masywu strzegomskiego, a największe z nich, w którym bazalty zostały prawie całkowicie wyeksploatowane, jest pozostałością pokrywy lawowej. Birkenmajer i inni (2004) bazalty na Krzyżowej Górze określili jako pionową dawkę wulkaniczną. W odsłonięciu na sąsiednim wzgórzu zaobserwowano kolumnowy cios bazaltowy o średnicy 0,5–1,5 m. Obserwacje poczynione przez Birkenmajera i innych (2004) wskazują, że wystąpienie to jest raczej fragmentem potoku lawowego, a nie kominem wulkanicznym, jak pierwotnie zakładano (Birkenmajer i in., 1970). Znalezione tutaj bazalty są skałami masywnymi, barwy prawie czarnej lub ciemnoszarej. Miejscami są w nich widoczne jamki po pęcherzykach gazowych. Skały te wykazują strukturę mikrokryształiczną oraz porfirową i bezładną teksturę. Pod względem geochemicznym określono je jako alkaliczne bazalty z pewnymi cechami bazanitów (Birkenmajer i in., 2004).

Datowania wykonane metodą K/Ar (Birkenmajer i in., 2004) wykazały, że omawiane skały pochodzą z młodszej fazy wulkanizmu niż bazalty, które zostały pogrzebane w strefie rowu Roztoki-Mokrzyszowa (otw. 84). Najmłodsze są skały znajdujące się pomiędzy Żółkiewką a Żelazowem ($18,8 \pm 0,8$ Ma BP). Datowanie bazaltów z pokrywy lawowej wskazało natomiast na wiek $19,8 \pm 0,9$ Ma BP, a badanie wieku wulkanitów z dwóch kominów wulkanicznych – $23,6 \pm 0,9$ Ma BP i $20,4 \pm 0,9$ Ma BP. Wylewy law bazaltowych następowały tutaj od schyłku oligocenu bądź od początku miocenu po młodszą część wczesnego miocenu.

* *

*

Gliny zwietrzelinowe (regolity). Na obszarze bloku przedsudeckiego na granitoidach, skałach metamorficznych oraz na wulkanitach kenozoicznych powszechnie występują pokrywy osadów zwietrzelinowych o charakterze regolitów, składających się z kaolinów. Badaniami tych utworów w rejonie Świdnicy zajmował się szczegółowo Budkiewicz (1954, 1974), a o osadach tego typu w zachodniej części granitoidowego masywu Strzegom-Sobótka pisał Kural (1979).

Pokrywa omawianych utworów składa się zwykle z poziomów o różnym stopniu przeobrażenia skał macierzystych. Kural (1979) wydzielił trzy strefy w profilach osadów zwietrzelinowych tego rejonu. Ponad skałami macierzystymi, niezmiennymi przez procesy wietrzenia, występuje zwykle strefa dezintegracji, a wyżej – słabej kaolinizacji, która przechodzi ku górze w poziom silnej kaolinizacji. W efekcie coraz intensywniej zaznaczających się procesów wietrzenia, powstał nowy typ osadów – kaoliny, w których pierwotne cechy strukturalne skał macierzystych zostały prawie całkowicie zatarte. Wietrzenie chemiczne doprowadziło do powstania minerałów ilastych, głównie kaolinitu, a w mniejszym stopniu illitu i montmorillonitu. Procesy te były związane z usuwaniem związków CaO i MgO i wzrostem zawartości Al_2O_3 . Zanotowano również zmniejszenie zawartości SiO_2 i jonów Fe^{2+} na rzecz Fe^{3+} . W profilu regolitów można zwykle wyróżnić kilka poziomów o zróżnicowanej barwie, zależnej od zawartości związków żelaza (Kural, 1979). W dolnej części znajdują się zielone lub niebieskie regolity, w których żelazo jest związane w hydromikach i chlorytach. Powyżej zaznacza się poziom żółtych lub kremowych regolitów, gdzie żelazo występuje w postaci wodorotlenków, a ponad nim – strefa ich czerwonych odmian z tlenkami żelaza. W części stropowej zwykle powstaje poziom białych regolitów na skutek odprowadzenia związków żelaza. Ta ostatnia strefa jest najlepiej rozwinięta zwykle poniżej pokładów węgla brunatnego, co wiąże się z intensywniejszym rozpuszczaniem żelaza przez wody bogate w kwasy organiczne i CO_2 .

Jako skały określone mianem regolitów wydzielono tylko te partie pokryw zwietrzelinowych, które zostały całkowicie przeobrażone w kaoliny. Części profili wietrzeniowych, które w opisach archiwalnych otworów określano jako zwietrzałe lub skaolinizowane granity bądź zwietrzałe łupki, zakwalifikowano już do skał paleozoicznego podłoża utworów kenozoicznych, oznaczając je na mapie geologicznej i na przekroju geologicznym tylko symbolem strefy kaolinizacji.

Zwietrzałe granitoidy ukazują się na powierzchni pomiędzy Strzegomiem a Żarowem, wzdłuż doliny Strzegomki. Stwierdzona głębokość, na której zaznaczają się tu procesy wietrzenia, wynosi maksymalnie około 90 m. Zwietrzałym skałom towarzyszą także miększe pokrywy kaolinów.

W profilach sąsiadujących otworów (otw.: 33, 34, 35 i 36) zanotowano duże różnice w głębokości występowania regolitów i w stopniu zwietrzenia skał granitowych, co sugeruje, że procesy ich chemicznego przeobrażenia były w tym rejonie uwarunkowane istnieniem strefy dyslokacji tektonicznych. Miąższe pokrywy zwietrzelinowe występują tu w nietypowym położeniu, na szczycie kopalnej kulminacji skał masywu granitoidowego (przekrój geologiczny A–B). Na wyniesieniach w zachodniej części masywu strzegomskiego brakuje osadów pokryw wietrzeniowych na powierzchni (Kural, 1979, 1982b, c). Utwory tego typu nie występują również w Sudetach poza linią sudeckiego uskoku brzeżnego. Miąższe pokrywy rozpoznano natomiast w rowie Roztoki-Mokreszowa i w jego obrzeżeniu. W profilu otworu 41, na południowy zachód od Tomkowic, stwierdzono występowanie poziomego wietrzeniowego, wykształconego w postaci kaolinów o miąższości 64,7 m, i przeobrażonych granitów o miąższości 74,5 m. Łącznie miąższość strefy objętej procesami wietrzeniowymi wynosi więc 139,2 m.

W kamieniołomie na północny zachód od Strzegomia, pod pokrywą bazaltu datowanego na wczesny miocen, Kural (1982c) stwierdził utwory, które określił mianem piaskowców. Zgodnie z podanym opisem są to kaoliny, spieczone na kontakcie z potokiem lawowym. Omawiane skały mają barwę czerwoną z żółtymi plamami i przypominają wypaloną cegłę. Kural (1982c) uważał, że ze względu na widoczne ślady tekstur spływowych pierwotnie były to skały o charakterze kaolinów redeponowanych. Nie można jednak wykluczyć, że tekstury te powstały na skutek oddziaływania spływającej lawy. Ze względu na niewielką powierzchnię występowania tych termicznie przeobrażonych kaolinów, nie ujęto ich w odrębne wydzielenie, gdyż nie było możliwe przedstawienie ich w skali mapy geologicznej.

Procesami wietrzenia chemicznego zostały również objęte skały metamorficznej okrywy masywu granitoidowego oraz starsze bazalty kenozoiczne. Utwory zwietrzelinowe, rozwinięte na bazaltach, charakteryzują się zwykle zabarwieniem brunatnym lub czerwonym i wysoką zawartością Fe_2O_3 . Obecność regolitów zarówno pod wulkanitami, określanymi jako oligoceńskie bądź dolnomiocieńskie, jak i na ich powierzchni wskazuje, że procesy chemicznego przeobrażania trwały tutaj długo i były wieloetapowe.

Przyjmuje się, że ze względu na sprzyjające kaolinizacji warunki klimatyczne, główna faza rozwoju pokryw tych osadów miała miejsce w paleogenie, natomiast procesy ich narastania były kontynuowane w miocenie (Kural, 1979). Według Wojewody i innych (1995) nie można wykluczyć, że powstawanie regolitów zostało zapoczątkowane jeszcze w kredzie.

11. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny–środkowy

Mułki, iły, piaski, żwiry i węgiel brunatny. Podział profilu miocennych serii osadowych w rejonie rowu Roztoki-Mokrzyszowa i w basenach sedymentacyjnych w obrębie masywu Strzegom-Sobótka mimo wieloletnich badań pozostaje ciągle niejednoznaczny. Wynika to z podobieństwa facjalnego osadów poszczególnych cykli sedymentacyjnych, w których wielokrotnie następowały naprzemiennie etapy intensywnej denudacji i redepozycji pokryw zwietrzelinowych i okresy spokojniejszej sedymentacji. W lokalnych basenach były osadzane mułki, iły, piaski, żwiry i węgiel brunatny.

Kural (1979), opisując wyniki badań w zachodniej części masywu strzegomskiego i jego obrzeżeniu, podał, że osady drugiego wydzielonego cyklu sedymentacyjnego występują zarówno w rowie Roztoki-Mokrzyszowa, jak i lokalnie w kopalnych obniżeniach w rejonie Wzgórz Strzegomskich i w ich obrzeżeniu. Autor ten stwierdza, że w obrębie utworów serii, wykształconych w facji jeziornej, przeważają mułki i iły z pokładami węgla brunatnego o miąższości zwykle nie przekraczającej kilka metrów. Kural (1979, 1982c) stwierdził również, że występuje w nich ziemia okrzemkowa (otw. 40), natomiast osady żwirowe i piaszczyste są znajdowane jedynie sporadycznie. Do trzeciego wydzielonego przez Kurala (1979) cyklu sedymentacyjnego, wiązane z osadami miocenem środkowego, zaliczono szeroko rozprzestrzenione na obszarze przedsudeckim skały, składające się głównie z redeponowanych glin kaolinowych, ilów i mułków z wkładkami węgla brunatnego o miąższościach rzędu 1–2 m. Piaski i żwiry występują w tej serii podrzędnie. Według Kurala (1979) utwory tego cyklu osiągają miejscami znaczną miąższość, sięgającą nawet ponad 100 m. Pod względem facjalnym opisane osady są bardzo zbliżone do utworów występujących w rejonie Jaroszowa i Ruska, gdzie określono je jako górnomiocenne (Dyjur i in., 1995), i prawdopodobnie odpowiadają one dolnym ogniwom formacji poznańskiej.

Dyjur i Kuszell (1977), rozpatrując występowanie na szerszym obszarze osadów dolno- i środkomiocennych cykli sedymentacyjnego stwierdzili, że w rowie Roztoki-Mokrzyszowa i w obniżeniach na jego północnym skrzydle przeważała sedymentacja utworów piaszczysto-żwirowych z przeławiczeniami glin, mułków i węgla brunatnego. Profil osadów tego cyklu rozpoczyna zwykle poziom piaszczystych glin spływowych, zalegających bezpośrednio na krystalicznym podłożu bądź na regolitach. Wiek węgla brunatnego, występującego w obrębie tej serii osadowej, na podstawie wyników badań paleobotanicznych Grabowskiej (1971, 1973), Ranieckiej-Bobrowskiej (1964, 1970)

oraz Sadowskiej i innych (1974), ustalono na wczesny miocen. Miąższość osadów cyklu sedymentacyjnego miocenu dolnego i środkowego w obrębie rowu Roztoki-Mokrzyszowa osiąga od kilkudziesięciu metrów do nieco ponad 100 m (116,3 m w otw. 56) w jego zachodniej części oraz do prawie 300 m w rejonie Mokrzyszowa.

W profilu otworu w Mokrzyszowie (otw. 84) Grocholski (1977) z utworami miocenu dolnego wiąże dwie zróżnicowane serie osadowe. Seria niżej występująca, bo na głębokości 342,0–418,0 m, (57,0–133,0 m p.p.m.), jest wykształcona jako szare, różnoziarniste piaski kwarcowe z domieszką żwirów drobno- i średniookruchowych o średnicy do 4 cm. Występują tu częste przeławicenia szarych, niebieskawych, miejscami brunatnych, ilów o miąższości 1,0–5,5 m. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej znajdują się kwarc i lidyty, liczne fragmenty bazaltów, różnych odmian porfirów sudeckich i sporadyczne otoczaki nieokreślonych zlepieńców. Żwiry są zwykle słabo obtoczone i jedynie w pobliżu stropu wzrasta ilość bardziej zaokrąglonych ziarn. Wyższa warstwa utworów, wiązana przez Grocholskiego (1977) z profilem miocenu dolnego, została określona jako ilasta. Występuje ona w otworze 84 na głębokości 123,0–342,0 m (162 m n.p.m.–57 m p.p.m.). Reprezentują ją szarobrunatne i czerwone ily z domieszką i przewarstwieniami piasków, rzadziej żwirów drobno- i średniookruchowych o średnicy do 3 cm. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej stwierdzono różne odmiany porfirów, mułowce kredowe, lidyty, kwarcie i zwietrzałe łupki serycytowe, a w części stropowej także granity i bazalty. Taki skład pokazuje, że omawiane osady, podobnie jak niższa seria utworów piaszczystych, powstały, kiedy dominował transport materiału od strony masywu Sudetów. W ich stropowej części zaznaczyła się także niewielka dostawa materiału od strony masywu Wzgórz Strzegomskich.

Poza obszarem rowu, w rejonie Jaworzyny Śląskiej i Żarowa, miąższość osadów zaliczanych do profilu miocenu dolnego i środkowego nie przekracza zwykle kilkunastu metrów. Do utworów cyklu sedymentacyjnego dolno- i środkowomiocenińskiego należą również osady piaszczysto-żwirowe, stwierdzane w profilach otworów w rejonie Piotrowic Świdnickich i Pastuchowa (Buksiński, 1965). W Piotrowicach Świdnickich (otw. 47) jest to seria o miąższości 30,1 m, występująca na głębokości 32,8 m (173,2 m n.p.m.). W dolnej części profilu znajduje się 7-metrowe przewarstwienie redeponowanych kaolinów, które nie zawierają frakcji piaskowej i jedynie znikomą ilość frakcji ilowej, co wskazuje na spokojną sedymentację w zbiorniku wodnym.

Nie ustalono dotąd, czy osady występujące pod pokładami węgla brunatnego w rejonie Ruska mogą być także utożsamiane z utworami miocenu dolnego lub środkowego. Pod najniżej leżącym górnomioceniśkim pokładem węgla, występują tutaj żwiry i piaski oraz mułki ilaste, które zalegają bezpośrednio na zwietrzelinach łupków metamorficznych.

Miocen środkowy–górny

Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny oraz żwiry i gliny – formacja poznańska. W okresie powstawania utworów formacji poznańskiej na obszarze bloku przedsudeckiego były akumulowane osady różnych facji – rzecznych, zbiornikowych i bagiennych. Generalizując zróżnicowane facjalnie utwory górnomiocenne, zauważono, że w części południowo-zachodniej w profilach dominują żwiry, piaski, gliny mułki i ły, a w części północno-zachodniej – ły, mułki, piaski i węgiel brunatny.

W rowie Roztoki-Mokrzyszowa osady związane z formacją poznańską osiągają największe miąższości – około 100 m. Zwykle tworzą one jeden ciągły kompleks osadów łącznie z utworami formacji gozdnickiej. Na trudności w rozdzieleniu utworów tych formacji w strefie przedgórskich rowów i zapadlisk zwracali już uwagę Dyjor i Kuszell (1977). W profilu otworu w Mokrzyszowie (otw. 84) granica między osadami formacji poznańskiej i gozdnickiej ma charakter przypuszczalny. Najmłodsza neogeńska seria osadowa, określona przez Grocholskiego (1977) jako seria żwirowa, występuje tutaj na głębokości 31,0 m. Te utwory stanowią przede wszystkim zaglinione piaski ze żwirami i głazikami o średnicy nawet do 12 cm. Warstwy piaszczysto-żwirowe o miąższości 3–20 m są przeławiczone 1–2-metrowymi pakietami czerwono-brunatnych glin. Omawiane osady charakteryzuje słabe wysortowanie i zróżnicowany stopień obtoczenia. We frakcji żwirowej znajdują się kwarc, litydy, kwarcyty (z redepozycji ze skał osadowych struktury Świebodzie lub synklinorium śródsudeckiego), szarogłazy i sporadycznie porfiry sudeckie. Występują tu również toczące ilaste. Osady formacji poznańskiej i gozdnickiej nie zostały także rozdzielone na obszarze arkusza Strzegom SMGS (Kurał, 1982b, c).

Utwory formacji poznańskiej występują powszechnie na terenie arkusza pod pokrywą osadów czwartorzędowych, której miąższość miejscami nie przekracza kilku metrów, jednak na powierzchni terenu są znajdowane sporadycznie. Jedynie w rejonie Ruska tworzą one większe obszary wychodnie. Niewielkie wystąpienia zaglinionych żwirów i piasków oraz łów znaleziono na powierzchni na obszarze międzyrzecza Strzegomki i Pełcznicy. Iły formacji poznańskiej odsłaniają się także lokalnie w krawędziach doliny Strzegomki i w rozcięciach dolinnych, pomiędzy Pastuchowem i Żarowem.

W rejonie Jaroszowa, Ruska i Mielęcina, gdzie są zlokalizowane duże odkrywki kopalni surowców ilastych, miąższość osadów miocenu wynosi od kilkunastu metrów do około 40 m. Prawie w całości te utwory są zaliczane do formacji poznańskiej. Wypełniają one liczne zagłębienia na północnych obrzeżach zrębu Strzegomia. Zdaniem Dyjora i innych (1995) w środkowym miocenie na północnym obrzeżeniu zrębu Strzegomia istniał już system kopalnych dolin z odpływami ku północy

i północnemu wschodowi. Zarysy tych paleodolin wyznaczają zasięgi złóż węgla brunatnego, które powstawały w środkowym miocenie.

Z wyników badań Szepietowskiej (1985a, b) wynika, że w obrębie serii utworów neogeńskich rejonu Ruska i Jaroszowa, na podstawie cech litologicznych i surowcowych, można wydzielić pięć kompleksów skalnych. Są to poziomy: dolny – piaszczysto-żwirowy, z przerostami mułków i glin kaolinowych, dolny pokład węgla brunatnego, często dzielący się na dwa do trzech pokładów, międzywęglowe iły ogniotrwałe, górny poziom węgla brunatnego oraz górny poziom ilasto-mułkowy z warstwami piasków. Kompleks dolny, piaszczysto-żwirowy, wypełnia najniższe części kopalnych dolin. W osadach żwirowych występują otoczaki skał krystalicznych, pochodzących z bezpośredniego sąsiedztwa zrębu Strzegomia. Zdaniem Dyjora i innych (1995) piaski, żwiry i gliny kaolinowe, złożone w dnach dolin, mogą być związane z utworami serii śląsko-łużyckiej i serii Mużakowa, a kilkudziesięciometrową pokrywę ilasto-mułkowo-piaszczystą należy łączyć z formacją poznańską, tworzącą się w późnym badenie i sarmacie. Liczne badania paleobotaniczne wykazały, że wszystkie występujące tu pokłady węgla brunatnego są powiązane z profilem miocenu górnego (Kräusel, 1920a, b; Buksiński, 1965; Kościelniak, Wanat, 1974; Sadowska, 1977, 1987; Gilewicz, 1987; Biela, 1992). Według interpretacji przedstawionej w pracy Dyjora i innych (1995) pokłady węgla brunatnego z rejonu Ruska powstały w tym samym czasie co węgiel pokładu Henryk z obszaru Nizżu Polskiego. Przedstawione w publikacji badania palinologiczne pozwoliły na odtworzenie szaty roślinnej, warunków ekologicznych i klimatu w okresie sedymentacji pokładu węgla i leżących nad nim osadów serii poznańskiej w rejonie Jaroszowa. W tym okresie na omawianym obszarze rozprzestrzeniały się szeroko bagienne zbiorowiska leśne i torfowiskowe. Na najbardziej zawodnionych siedliskach dominujące znaczenie miały drzewa z rodzajów: *Taxodium* (cypryśnik), *Nyssa* (błotnia), *Alnus* (olsza), *Liquidambar* (bursztynowiec) i *Salix* (wierzba). Na torfowiskach i okresowo zalewanych terenach rosły drzewa i krzewy m.in. z rodzajów *Myrica* (woskownica), *Rhus* (sumak) z innymi przedstawicielami rodziny *Anacardiaceae* (nanerczowatych), *Ilex* (ostrokrzew), *Symplocos* (symplokos), *Engelhardia* (engelhardia), *Carya* (orzesznik), *Pterokarya* (skrzydłorzech), *Celtis* (wiązowiec), *Acer* (klon), *Ulmus* (wiąz), *Ericaceae* (wrzosowate), *Oleaceae* (oliwkowate) i *Mastixiaceae* (mastiksiowate), a prawdopodobnie także niektóre gatunki *Pinus* (sosny) oraz *Betula* (brzozy). W runie występowały licznie paprocie i torfowce. W zbiornikach wodnych częsty był rodzaj *Sparganium* (jeżogłówka), którego pyłek spotykano w większych ilościach w osadach ilastych. Udział innych roślin zielnych był znikomy, niekiedy tylko większe znaczenie miały trawy. Świadczy to o znacznym zwarcu drzewostanu i silnym zawodnieniu podłoża. W dalszej odległości od bagien, na suchszych siedliskach, rosły mieszane lasy m.in. z rodzajami drzew *Pinus* (sosna), *Sequoia* (sekwoja), *Abies* (jodła), *Picea* (świerk),

Tsuga (choina), *Sciadopitys* (sośnica), *Quercus* (dąb), *Fagus* (buk), *Carpinus* (grab) i *Betula* (brzoza) oraz z licznymi krzewami i pnączami w podszyciu. Były to bogate, bardzo zróżnicowane środowiska, a skład roślinności świadczy o umiarkowanie ciepłym klimacie tego okresu. Udział elementu roślinnego klimatu umiarkowanego i umiarkowanego ciepłego wynosił w tych zbiorowiskach powyżej 20% składu flory, a roślin ciepłolubnych – jedynie około 5% (Biela, 1992).

Kompleks ilasty ponad pokładami węgla brunatnego w kopalniach surowców ilastych w rejonie Ruska, zgodnie z nomenklaturą zaproponowaną przez Dyjora i innych (1995), jest rozdzielany na dwa poziomy – iłów szarych i iłów zielonych. Iły szare zawierają liczne soczewy węgla brunatnego i iłów sapropelitowych. Poziom iłów zielonych składa się z grubych warstw iłów i mułków ilastych o barwie zielonej, ale często także szarej, z przewarstwieniami piasków zailonych. Jest to główny poziom surowcowy.

b. Pliocen

Gliny, żwiry i piaski – formacja gozdnicka stanowią najmłodsze ogniwo wśród utworów neogenu na obszarze arkusza. Ich wiek, ze względu na sąsiedztwo z obszarem arkusza Sobótka SMGP (Stromwasser, Mydlowski, 2015a, b), gdzie osady formacji gozdniczej należą do profilu skał plioceńskich, również ustalono na pliocen.

Omawiane utwory są powszechne na przedpolu Sudetów. Określa się je mianem białych żwirów i glin kaolinowych oraz wiąże się z osadami rzecznyymi formacji gozdniczej. Na bezpośrednim przedpolu Sudetów, a zwłaszcza w strefach przedgórskich rowów tektonicznych, napotyka się zwykle na trudności w rozdzieleniu utworów tej formacji od formacji poznańskiej, której osady także występują w stożkach przedgórskich, gdzie dominują skały gruboklastyczne z redeponowanymi zwietrzelin. Takiego podziału można dokonać natomiast w północno-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie profil formacji poznańskiej budują przeważnie pakiety utworów ilastych, przez co jest on wyraźnie różny od zalegających w stropie żwirowo-piaszczystych skał formacji gozdniczej. Te utwory znaleziono na powierzchni w postaci pojedynczych płatów, pomiędzy Łazanami a Mielęcinem. Ich miąższość jest zmienna i waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów. Są to żwiry średnio- i drobnookruchowe oraz piaski różnoziarniste z wkładkami mułków ilastych. Największa średnica żwirów na ogół nie przekracza 5 cm. Grubsze klasty wykazują lepsze obtoczenie, drobniejsze żwiry i piaski są bardziej ostrokrawędziste. Według Dyjora (1987) utwory żwirowo-piaszczyste, stwierdzone w strefie doliny Strzegomki, między Żarowem i Mietkowem, należy wiązać ze stożkiem Prastrzegomki.

Osady formacji gozdnickiej w odsłonięciu żwirowni, na południe od Mielęcina, były przedmiotem szczegółowych badań litologiczno-petrograficznych i sedimentologicznych (Wojewoda i in., 1995; Krzyszkowski, 2001). Autorzy badań w odsłoniętym 10-metrowym profilu wyróżnili trzy kompleksy osadów rzecznych, rozdzielonych granicami erozyjnymi. W dwóch niższych seriach osady piaszczysto-żwirowe zawierają znaczne ilości lepiszcza kaolinowego. Są one przeważnie warstwowe przekątnie w dużej skali, z odsypami typowymi dla krętych rzek żwirowennych. W składzie petrograficznym żwirów dominuje kwarc i porfiry sudeckie, z domieszką litytów, kwarcytów i sudeckich skał krystalicznych. W osadach drugiego kompleksu są ponadto charakterystyczne dobrze obtoczone intraklasty kaolinowe i przewarstwienia mułków ilastych. Najwyższy, trzeci kompleks utworów tworzą żwiry grubookruchowe ze znikomą ilością lepiszcza kaolinowego. W składzie petrograficznym nadal dominują kwarc i porfiry, ale udział kwarcu jest nieco niższy niż w dolnych kompleksach osadowych. Domieszkę stanowią kwarcyty, skały krystaliczne i piaskowce szarogłazowe. Cechy sedimentologiczne wskazują, że są to utwory typowe dla żwirowennej rzeki roztokowej. Zdaniem Wojewody i innych (1995) struktury kierunkowe w dwóch dolnych kompleksach osadowych wskazują na paleotransport z południowego wschodu, a w serii górnej – ze wschodu. Najmłodszy etap sedimentacji rzecznej zachodził już prawdopodobnie we wczesnym plejstocenie (preglacja). Z tym etapem mogą także wiązać się osady wyróżnione przez Kurała (1982b, c) jako żwiry stożków piedmontowych, tworzących niewielkie wystąpienie na południe od Stawisk. Autor ten stwierdził, że występujące tu w poziomie wysoczyznowym preglacjaalne utwory rzeczne stanowią pozostałość pierwotnie bardziej rozległego stożka Strzegomki. Są to piaski i żwiry, zawierające znaczne ilości frakcji ilowej i pyłowej. Wśród żwirów dominują ziarna o średnicy poniżej 1 cm, a średnica największych nie przekracza 5 cm. Przeważają kwarc i lityty z domieszką porfirów, ale znajdują się tutaj także zwietrzałe zieleńce i łupki serycytowe, co odróżnia te osady od utworów starszych formacji, w których nie występują fragmenty skał mniej odpornych na wietrzenie. Zdaniem Kurała (1982c) omawiane osady należy zaliczyć do profilu utworów plejstocenu.

12. Czwartorzęd

Na obszarze arkusza miąższość utworów czwartorzędowych w kopalnych przegłębieniach nie przekracza 60 m, a na znacznej jego części – 20 m. Zasięg pokrywy czwartorzędowej na Pogórzu Sudeckim jest ograniczony do dolin rzecznych i niewielkich kotlin. Krystaliczne skały paleozoiczne i utwory kenozoiczne na terenie Wzgórz Strzegomskich i ich obrzeżenia w wielu miejscach zostały odsłonięte spod utworów czwartorzędowych. Utwory lodowcowe występują na wysokości do 415 m n.p.m.

Mimo ograniczonego przestrzennego zasięgu i małej miąższości osadów czwartorzędu, na obszarze badań wyróżniono stosunkowo dużo ich facjalnych odmian i przydzielono je do wielu jednostek stratygraficznych. Wydzielenia te powstały na podstawie analizy wielu bardzo dobrze opracowanych i udokumentowanych profili stratygraficznych odsłonień i otworów wiertniczych. Wyodrębniono od dwóch do pięciu serii osadów lodowcowych, wiązanych z jednym lub dwoma glacialami w obrębie zlodowaceń południowopolskich i ze zlodowaceniem Odry (Kural, 1972, 1982b, c; Szczepankiewicz, 1975, 1989; Brodzikowski, 1984; Brodzikowski, Van Loon, 1984; Walczak-Augustyniak i in., 1992; Krzyszkowski, 1993, 2001; Szynkiewicz, Burdukiewicz, 1994; Krzyszkowski, Czech, 1995). Stwierdzono, że lokalnie serie osadów tego typu są rozdzielone utworami rzecznyymi, dla których przyjęto rangę interstadialną bądź interglacialną, jednak brak w nich reperów biostratygraficznych nie pozwolił na jednoznaczne określenie ich pozycji stratygraficznej. Zostały natomiast udokumentowane osady interglacjału eemskiego oraz interstadialne środkowej części zlodowacenia Wisły (Dyjur, Kuszell, 1977; Kuszell, 1980, 2001; Krzyszkowski i in., 2001).

a. Plejstocen

Plejstocen dolny–zlodowacenia południowopolskie

Żwirry i piaski rzeczne zostały stwierdzone pod najniższymi glinami lodowcowymi w wielu profilach otworów na obszarze arkusza. Wiek glin, wydzielanych jako najstarsze, zwykle nie jest określony szczegółowo, co nie pozwala jednoznacznie określić pozycji stratygraficznej występujących pod nimi osadów rzecznych. Serie osadów lodowcowych, związane z trzema zlodowaceniami, które są podścielone i rozdzielone przez utwory rzeczne, wyróżniono jedynie w rejonie Jaroszowa, gdzie prowadzono obserwacje w odsłonięciach (Szynkiewicz, Burdukiewicz, 1994; Krzyszkowski, Allen, 2001). Na pozostałym obszarze arkusza, wykorzystując profile otworów wiertniczych, wydzielono dwa poziomy glin zwałowych – dolny ze zlodowaceń południowopolskich i górny ze zlodowacenia Odry (dawniej określanego jako stadiał maksymalny zlodowaceń środkowopolskich). Nie jest wiadome zatem czy najniższe gliny reprezentują rzeczywiście pierwszy awans plejstocенskiego lądolodu na tym obszarze. Być może są to utwory związane już z drugim epizodem glacialnym zlodowaceń południowopolskich, gdy tymczasem najstarsze gliny uległy zerodowaniu. Na pochodzenie żwirów rzecznych z preglacjału może wskazywać brak domieszki materiału skandynawskiego w tych osadach. Walczak-Augustyniak i inni (1992) wydzielają najstarsze osady rzeczne pod dolnymi glinami zwałowymi, w obrębie kopalnych obniżeń w rejonie Sulisławic, Bagieńca, Nowic i Jaworzyny Śląskiej oraz pomiędzy Świdnicą a Sulisławicami. Są to żwirry średnio- i grubookruchowe oraz z domieszką piasków różnoziarnistych. Średnica największych okruchów sięga 8 cm. Barwa osadów jest

zwykle szara, a w ich składzie petrograficznym przeważa kwarc. Żwiry te osiągają miąższość około 35–40 m.

Kural (1982b, c) oprócz żwirów, które wiązał z preglacją, wydzielił także serię utworów rzecznych, które powstały w początkowych etapach zlodowaceń południowopolskich. Te osady zostały stwierdzone pod najstarszymi glinami zwałowymi, w profilach otworów w północnej części rowu Roztoki-Mokrzyszowa. Kural (1982c) uważał także, że w tym czasie powstały również żwiry występujące na powierzchni terenu, na wysoczyźnie między Granicą a Modłęcinem. Opisane utwory w porównaniu do żwirów rzecznych znajdujących się na południe od Stawisk, które autor zaliczył do profilu preglacji, charakteryzują się mniejszym zaglinieniem. Ich ziarna, złożone ze skał podatnych na wietrzenie, takich jak szarogłazy, piaskowce i zieleńce, są mniej zniszczone. Jednocześnie w tych żwirach nie znaleziono materiału skandynawskiego. Zdaniem Kurala (1982c) tworzą one fragment stożka piedmontowego z transgresji lądolodu zlodowaceń południowopolskich.

W profilu kopalni odkrywkowej Halina, pod poziomem najniższych glin, znajduje się warstwa żwirów o miąższości 1–2 m (Krzyszkowski, Allen, 2001). W ich składzie petrograficznym nie znaleziono materiału skandynawskiego. Omawiane utwory różnią się od osadów typowo preglacyjnych, utożsamianych z formacją gozdnicką, składem frakcji minerałów ciężkich, gdzie dominuje epidot, granaty i amfibole, oraz lepszym obtoczeniem ziarn kwarcu. Ze względu na występowanie minerałów ciężkich, typowych dla osadów lodowcowych, Krzyszkowski i Allen (2001) sugerują wodnolodowcowe pochodzenie opisanych utworów. Nie stwierdzono materiału skandynawskiego we frakcji żwirowej, co można tłumaczyć wykonaniem analizy tylko jednej próbki tych osadów.

Zlodowacenia południowopolskie

Gliny zwałowe (dolne) zlodowaceń południowopolskich zalegają bezpośrednio na utworach formacji poznańskiej. Stwierdzono je w kopalniach Halina i Stanisław Północ. Osiągają one miąższość 1–7 m. W odsłonięciu Stanisław Południe odpowiednikiem glin lodowcowych jest poziom bruku gładowego. Szczegółowa charakterystyka tych osadów została przedstawiona w pracy Krzyszkowskiego i Allena (2001). Gliny te mają barwę od ciemnobrązowej do szarej. Zwykle są one masywne i zawierają znaczną domieszkę materiału lokalnego, a miejscami – soczewki piasków i żwirów. Zawartość kwarcu we frakcji żwirowej, zwłaszcza w części spągowej, dochodzi do 47%, a skał sudeckich – 6–12%. Udział wapieni bałtyckich wynosi 34–47%.

Piaski i żwiry rzeczne występują powyżej najniższych glin lub bruku rezydualnego, we wszystkich odsłonięciach w rejonie Jaroszowa i Ruska. Ich miąższość waha się w granicach 4–10 m. Osady są masywne, miejscami widać w nich warstwowanie niskokątowe lub horyzontalne.

Dominują żwiry o średnicy 3–10 cm, a największe okruchy osiągają 25 cm. Struktury sedymentacyjne wskazują na paleotransport z kierunku SSE w środowisku wysokoenergetycznej rzeki roztokowej. W składzie petrograficznym dominuje kwarc (37–64%) z dużą domieszką porfirów z obszaru Sude-tów, innych sudeckich skał krystalicznych i kwarcytów. Udział klastów granitoidów strzegomskich nie przekracza 3%, a skał północnych (granitoidów i krzemieni) – 2%.

W utworach rzecznych, pomiędzy glinami zlodowaceń południowopolskich, w odkrywcze Stanisław Północ stwierdzono liczne wyroby z krzemienia (Burdukiewicz, 1994). Według autora występowanie artefaktów krzemiennych w tej pozycji może świadczyć o ich dolnopaleolitycznym wieku.

Piaski i mułki zastoiskowe znajdują się pomiędzy dwoma poziomami glin zlodowaceń południowopolskich, w profilach z kopalń Halina i Stanisław Południe. Masywne mułki i piaski pyłowate charakteryzują się specyficzną czerwoną barwą i zawierają pojedyncze duże żwiry. Zdaniem Krzyszkowskiego i Allena (2001) stanowią one osady spływów błotnych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują bezpośrednio pod górnymi glinami zlodowaceń południowopolskich. Osady piaszczyste są masywne lub horyzontalnie warstwowane, często zawierają przewarstwienia piasków zaglinionych. Warstwy żwirowe wykazują warstwowanie rynnowe.

Gliny zwałowe (górne) zlodowaceń południowopolskich stwierdzono we wszystkich odkrywkach w rejonie Jaroszowa. Ich miąższość wynosi 3–10 m. W kopalniach Halina i Stanisław Północ warstwa omawianych utworów osiąga miąższość nawet 30 m, ale wynika to z nasunięcia na siebie pakietów glin tego samego poziomu w strukturach glacitektonicznych. Omawiane gliny mają barwę od ciemnobrązowej do szarej i są masywne, z występującymi miejscami soczewkami żwirów, piasków i lignitu. We frakcji żwirowej, w dolnych partiach glin, zaznacza się większy udział ziarn kwarcu (23–28%). W ich górnej części kwarc stanowi 5–16%, a udział skał północnych wzrasta nawet do 89%.

Piaski, mułki i ropy zastoiskowe oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Na górnych glinach, w profilu z kopalni Halina, stwierdzono sekwencję naprzemiennie występujących osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych. W dolnej części występują piaski, mułki i ropy zastoiskowe, o miąższości 1 m. Są one przykryte warstwą piasków i żwirów wodnolodowcowych, powyżej których zalega kolejny poziom laminowanych ropy i mułków zastoiskowych, o miąższości 1–2 m. Profil kończy druga warstwa piasków i żwirów wodnolodowcowych.

Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny mioceńskie oraz gliny, piaski, żwiry i mułki plejstocieńskie (zaburzone glacitektonicznie). Utwory czwartorzędowe, starsze od zlodowaceń środkowopolskich, wydzielono dzięki analizie głównie profili

w odsłonięciach w kopalniach surowców ilastych w rejonie Jaroszowa. Występujące tam osady są miejscami intensywnie zaburzone glacitektonicznie, co utrudnia interpretację i rozdzielenie w profilu niższych poziomów lodowcowych. Utwory zaburzone, różne pod względem wieku i litologii, które w rejonie kopalń odkrywkowych występują na powierzchni terenu, ze względu na brak możliwości ich rozdzielenia w skali mapy ujęto w jedno wspólne wydzielenie.

Interglacja wielki (?)

Piaski i żwiry rzeczne znajdują się w profilu z kopalni Stanisław Południe, ponad seriami utworów lodowcowych zlodowaceń południowopolskich, a pod poziomem glin zlodowacenia Odry. Opisywane utwory osiągają miąższość 5–8 m. Ze względu na ich silną deformację warstwowanie niskokątowe lub horyzontalne jest w tych osadach słabo dostrzegalne. Średnica żwirów wynosi przeważnie 3–10 cm, a maksymalnie sięga 15 cm. W składzie petrograficznym dominuje kwarc (48–68%). Występują tu także fragmenty porfirów, sudeckich skał krystalicznych, kwarcytów i lokalnych łupków. Domieszka żwirów skał północnych jest niewielka i kształtuje się na poziomie 3–9%.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) są związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Odry i tworzą na obszarze badań rozległe pokrywy sandrowe. Występują one na powierzchni terenu w miejscach rozcięć erozyjnych i tam, gdzie już pierwotnie niewielka miąższość pokrywy glin została zredukowana przez procesy denudacyjne. Omawiane osady są zwykle słabo wysortowane i wykazują warstwowanie horyzontalne lub przekątne.

Charakterystyczną cechą utworów wodnolodowcowych na obszarze przedsudeckim jest znaczny udział kwarcu i skał lokalnych, co jest spowodowane redepozycją starszych (neogeńskich i plejstocieńskich) osadów rzecznych. Jak podaje Kural (1982c), w osadach wodnolodowcowych z południowego obrzeżenia Wzgórz Strzegomskich zawartość kwarcu dochodzi do 70%, a skały skandynawskie stanowią jedynie 4–15% składu frakcji powyżej 5 mm. Materiał lokalny dominuje również w utworach tego typu w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Według Buksińskiego (1965) udział skał pochodzenia sudeckiego w składzie tych osadów sięga tam 80–90%.

Miąższość omawianych utworów w zachodniej i południowo-wschodniej części terenu badań waha się w granicach 3–10 m. Ich rozległa pokrywa została wydzielona przez Buksińskiego (1965) pomiędzy Żarowem, Jaworzyną Śląską i Pastuchowem. W tym rejonie miąższość osadów piaszczysto-żwirowych wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Te utwory, interpretowane pierwotnie

jako wodnolodowcowe, występują tu na dużym obszarze wysoczyzny, a ich położenie w stosunku do leżących na tym samym poziomie płatów glin zwałowych nie zostało szczegółowo opisane. Jednak ich genezę należy zupełnie inaczej tłumaczyć w nawiązaniu do profilu w Jaworzynie Śląskiej, gdzie na tej samej wysokości zalegają utwory interglacjału eemskiego, przykryte kilkumetrową warstwą osadów rzecznych zlodowacenia Wisły. Znaczna część pokrywy utworów piaszczysto-żwirowych jest więc związana z akumulacją rzeczną w dawnej dolinie Pełcznicy, która przecinała rejon Jaworzyny Śląskiej w kierunku Piotrowic Świdnickich, prawdopodobnie jeszcze w środkowym etapie zlodowacenia Wisły.

Mułki, piaski i ropy zastoiskowe na obszarze Równiny Świdnickiej i Obniżenia Podsudeckiego występują w wielu miejscach jako wychodnie lub pod cienką warstwą glin zwałowych. Na powierzchni terenu te osady tworzą w przewadze niewielkie wystąpienia w miejscach, gdzie miąższość pokrywy glin została zmniejszona przez procesy denudacji. Jak wynika z profili licznych otworów, ich rozprzestrzenienie pod glinami zwałowymi jest znacznie większe. Są to zwykle mułki laminowane i piaski drobnoziarniste, a miejscami – ropy warwowe. Mają one barwę szarozółtą lub szarą i są silnie wapniste.

Omawiane osady były akumulowane w rozległych zbiornikach zaporowych, które utworzyły się pomiędzy czołem transgredującego lądolodu a krawędzią Pogórza Bolkowski-Wałbrzyskiego. Wyraźny ciąg wystąpień transgresywnych utworów zastoiskowych zaznacza się na wysoczyźnie polodowcowej, pomiędzy Mokreszowem a Jaworzyną Śląską. Rozległy płat tych osadów występuje na południe od Szymanowa, gdzie sięga do morfotektonicznej krawędzi sudeckiego uskoku brzeżnego. Znajdują się tu one bezpośrednio na powierzchni lub pod niewielką pokrywą glin lodowcowych o grubości poniżej 1 m. Miąższość omawianych osadów nie przekracza zwykle 5 m, maksymalnie osiągając kilkanaście metrów. Po transgresji lądolodu na obszar Pogórza Wałbrzyskiego lokalne zastoiska powstawały też w obniżeniach pomiędzy tamtejszymi wzgórzami. Ślady takiego zbiornika stwierdzono na północ od Lubiechowa, gdzie mułki i ropy występują pod pokrywą gliniastych rumoszy skalnych.

W profilach z odsłonień w rejonie Jaroszowa utwory zastoiskowe, leżące pod poziomem glin zlodowacenia Odry, rozpoznano jedynie w odsłonięciu Stanisław Południe, gdzie ich miąższość osiąga 2–4 m. Stwierdzono, że przejście od niżejleżących osadów rzecznych do omawianych utworów jest stopniowe (Krzyszkowski, Allen, 2001). W dolnej części serii tych osadów masywne lub horyzontalnie warstwowane piaski przechodzą ku górze w mułki laminowane bądź mułki ilaste.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry pokrywają większą część obszaru arkusza. Ich rozległe płaty występują na powierzchni terenu Równiny Świdnickiej, Obniżenia Podsudeckiego i obrzeżenia

Wzgórz Strzegomskich. Występują one również w obniżeniach na Pogórzu Wałbrzyskim, na wysokości do 400 m n.p.m. Miąższość tych glin na przeważającej części obszaru waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów. Jedynie w rowie Roztoki-Mokrzyszowa ich miąższość jest większa i osiąga tam 28,5 m. Może to być spowodowane występowaniem w tym rejonie zaburzeń glacictektonicznych albo synsedymencyjną subsydencją zapadliska tektonicznego w okresie, gdy ten teren pokrywał lądolód.

W części stropowej gliny mają barwę żółtą lub żółto-brązową, miejscami rdzawą, i są zazwyczaj odwapnione. W dolnych częściach profili kolor tych osadów staje się ciemnoszary. Są one zwykle piaszczyste, miejscami z soczewami piasków i mułków, i zawierają znaczną ilość frakcji żwirowej. Występujące w nich żwiry, głaziki i głazy są zarówno pochodzenia skandynawskiego, jak i składają się ze skał lokalnych. Spotykane są w tych glinach granitoidy z masywu strzegomskiego, bazalty, zieleńce i łupki metamorficzne. Średnica niektórych bloków skalnych dochodzi do 1,5 m.

Żwiry i piaski lodowcowe zalegają miejscami na glinach zawałowych w postaci zaglinionych pokryw, których miąższość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) powstałe w czasie deglacjacji mają na obszarze arkusza ograniczony zasięg. Te osady wypełniają północną część szerokiego obniżenia, rozcinającego pasmo Wzgórz Strzegomskich, pomiędzy Strzegomiem i Graniczną, a następnie kontynuują się one na terenie arkusza Wądroże Wielkie SMGP (Urbański, Różański, 2009).

Piaski, żwiry, gliny zwałowe i głazy moren czołowych, częściowo spiętrzonych. Gliny lodowcowe często tworzą cienką pokrywę na skłonach lub zazębiają się z osadami wzniesień, zaklasyfikowanych jako moreny, formy akumulacji szczelinowej czy kemy. Jedynie te ostatnie można wiązać już ściśle z etapem deglacjacji. Silne przekształcenie form polodowcowych przez procesy denudacji często utrudnia ich jednoznaczną interpretację. Na Równinie Świdnickiej występują wzniesienia o różnicowanej wysokości – od niewielkich pagórków po rozległe elewacje, zbudowane przeważnie z utworów piaszczysto-żwirowych lub żwirowo-piaszczystych. Często litologia w obrębie tych samych wyniesień jest bardzo zmienna.

Wyraźny ciąg form o łukowatym zarysie, widoczny między Mokrzyszowem a Sulisławicami, zaliczono do moren czołowych, wyróżniając wśród budujących je osadów piaski, żwiry, gliny i głazy. Cramer i inni (1924a, b), Szczepankiewicz (1952, 1961, 1962) oraz Walczak-Augustyniak i inni (1992) podobnie zaklasyfikowali większość tych form. Szczepankiewicz (1952, 1962) zaobserwował w wielu z tych wzniesień zaburzenia osadów i stwierdził, że mają one charakter moren spiętrzonych. Badania Krzyszkowskiego (1992, 1993) w odsłonięciu w obrębie moreny, w piaskowni-żwirowni w Mokrzyszowie, wykazały, że struktury deformacji utworów są przeciwne do kierunku

potencjalnego awansu lądolodu. Według autora do spiętrzenia utworów lodowcowych przyczyniły się raczej ruchy tektoniczne w rejonie rowu Roztoki-Mokrzyszowa. Pochodzenie osadów budujących wzniesienie w rejonie Mokrzyszowa Krzyszkowski (1993) wytłumaczył ich osadzeniem się na skłonie stromej delty typu Gilberta, gdzie naprzemiennie następowały etapy akumulacji drobniejszego piaszczystego materiału i grubookruchowych pakietów żwirowo-głazowych, związanych ze spływami błotnymi.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej. Ciągi wydłużonych form o kierunku prostopadłym do krawędzi Pogórza Wałbrzyskiego stanowią prawdopodobnie pozostałość po osadach akumulowanych w szczelinach lądolodu. Jako formy akumulacji szczelinowej wydzielono piaski i żwiry, budujące w rejonie Milkowic dwa mniejsze wydłużone wzniesienia i koło Grochotowa – jedno większe, o długości około 3 km.

Piaski i żwiry tarasów kemowych. W rejonie Żółkiewki, na południowym skłonie Wzgórz Strzegomskich, zgodnie z interpretacją zaproponowaną przez Kurała (1982b, c) osady budujące pokrywy wodnolodowcowe wyróżniono jako tarasy kemowe.

Piaski i żwiry kemów. Wyniesienia na Równinie Świdnickiej, na północ od ciągu moren, są zbudowane w przewadze z utworów piaszczystych, z mniejszym niż w morenach udziałem żwirów. W niektórych większych formach zanotowano występowanie grubszego materiału żwirowo-piaszczystego w stropie (Walczak-Augustyniak i in., 1992). Występują tu zarówno niewielkie owalne pagórki o średnicy 200–300 m, wznoszące się kilka metrów ponad poziomem wysoczyzny, jak i rozległe formy o długości 1–2 km, wysokie na 20–30 m. W opracowaniach arkuszy Żarów i Świdnica SMGS te formy zostały przedstawione jako kemy (Bukusiński, 1965; Walczak-Augustyniak i in., 1992). Autorzy niniejszych Objasnień przejęli tę koncepcję z zastrzeżeniem, że niektóre wzniesienia, silnie zniszczone przez denudację, mogą stanowić pozostałości po częściowo zredukowanej pokrywie osadów wodnolodowcowych.

Interglacjał eemski

Piaski i żwiry rzeczne. Występowanie osadów interglacjału eemskiego zostało stwierdzone w zachodniej części piaskowni-żwirowni w Jaworzynie Śląskiej (Dyjur, Kuszell, 1977). Piaski gruboziarniste i żwiry rzeczne, warstwowane przekątnie i horyzontalnie, zalegają pod torfami, również z interglacjału eemskiego. Średnica niektórych otoczków dochodzi do 15 cm. Osady są słabo wysortowane. W składzie petrograficznym żwirów dominuje kwarc (50–60%). Licznie występują również skały z obszaru synklinorium śródsudeckiego i struktury Świebodzic, takie jak lidyty, skały krzemionkowe, zlepieńce i piaskowce karbońskie, a także kwarcyty oraz łupki metamorficzne.

Zdaniem Krzyszkowskiego (1993) utwory rzeczne mogą być w większości związane jeszcze z okresem sedymentacji w trakcie zlodowacenia Warty.

Torfy interglacjału eemskiego znajdują się we wspomnianej wyżej odkrywce w Jaworzynie Śląskiej, na głębokości 4 m. Tworzą one warstwę o łącznej miąższości 1,8 m, mają charakter torfów niskich i zawierają liczne makroszczałki. W górnej części ich profilu zaznacza się warstwowanie, podkreślone kierunkowym ułożeniem szczątków roślin.

Badania palinologiczne próbek pobranych z profilu utworów organicznych w Jaworzynie Śląskiej potwierdziły, że reprezentują one torfy interglacjału eemskiego (Dyjur, Kuszell, 1977; Kuszell, 1980). Stwierdzono brak faz przejściowych z roślinnością reprezentującą warunki chłodniejszego klimatu. Torfy tworzyły się tu w odcętym zakolu rzeki.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski i żwiry rzeczne. W profilu w piaskowni-żwirowni w Jaworzynie Śląskiej torfy interglacjału eemskiego są przykryte warstwą osadów piaszczysto-żwirowych o miąższości 3–4 m. Oprócz przekątnie warstwowanych piasków różnoziarnistych i żwirów rzecznych znajdują się tutaj przewarstwienia ułożonych horyzontalnie piasków drobnoziarnistych, miejscami zailonych.

Mułki, ily i margle jeziorne oraz gytie. W profilu z północno-wschodniej części odkrywki w Jaworzynie Śląskiej Krzyszkowski (1993) stwierdził występowanie mułkowo-piaszczystych osadów laminowanych z warstwą masywnych mułków o miąższości 2,3 m, które powstały w płytkim zbiorniku wodnym. Osady jeziorne są przykryte utworami piaszczystymi z domieszką warstwowanych horyzontalnie drobnych żwirów lub masywnych osadów pyłowatych. W obrębie tej sekwencji występują przewarstwienia mułków organicznych. W górnej części serii tych utworów występują intensywne zaburzenia o charakterze inwolucji. Datowanie metodą radiowęglową (^{14}C) próbki pobranej z najniższego przewarstwienia organicznych namułów zalegających około 1,5 m od stropu profilu wykazało, że są one starsze niż 38 ka BP (Krzyszkowski, 1993). Według autora osady zbiornika i przykrywające go utwory rzeczne, powstałe w warunkach tundry, powstały w stadiale środkowym, a być może w stadiale dolnym zlodowacenia Wisły (Vistulianu).

Sekwencja utworów jeziornych stadiału środkowego o miąższości kilku metrów została stwierdzona w górnej części profilu południowej ściany kopalni odkrywkowej Stanisław Południe. Szczegółowe opisy rezultatów badań litologicznych, sedymentologicznych, chronostratygraficznych i paleobotanicznych tych osadów można znaleźć w pracach Krzyszkowskiego i innych (2001) i Kuszell (2001). Mułki, ily (z materiałem organicznym) margle (kredy) jeziorne i gytie powstawały

w lokalnym zbiorniku o rozciągłości równoleżnikowej, długości rzędu 500 m i szerokości około 100–150 m. Datowania wykonane metodą radiowęglową (^{14}C) oraz metodą termoluminescencji (TL) wykazały, że sedimentacja w zbiorniku zachodziła od około 80–60 ka BP aż do około 15–13 ka BP (wynik datowań metodą radiowęglową wynosi 50 300–14 700 lat BP), a więc prawie po schyłek stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Osady jeziorne podściela sekwencja piasków i żwirów, korelowanych z utworami stadiału dolnego tego zlodowacenia (Krzyszkowski i in., 2001).

Żwiry, piaski i gliny stożków napływowych. Mimo udokumentowania na obszarze arkusza stanowisk z utworami interglacjału eemskiego i środkowego stadium zlodowacenia Wisły, poziomy utworów rzecznych, budujących zarówno rozległe stożki piedmontowe, jak i tarasy na różnej wysokości w dolinach rzecznych, sprawiają trudności w dokładnym ustaleniu ich przynależności stratygraficznej. Pełcznica i Strzegomka zmieniały na tym terenie kierunki przepływów, prawdopodobnie jeszcze w okresie zlodowacenia Wisły. Było to powodowane różnym tempem erozji rzecznej i wzajemnymi kaptażami, co warunkowała młoda aktywność tektoniczna. Szereg poziomów akumulacyjnych i erozyjnych, często wzajemnie się przecinających, składa się na skomplikowany obraz polodowcowej działalności rzek na obszarze badań.

Rozległy stożek napływowy, który utworzyła Strzegomka pomiędzy krawędzią sudeckiego uskoku brzeżnego a Wzgórzami Strzegomskimi, jest zwykle interpretowany jako najstarszy element postglacialnego systemu rzecznoego tego obszaru. Powierzchnia stożka jest nachylona ku NNE i na odcinku około 4 km opada na wysokości od 275 m n.p.m. u wylotu formy z krawędzi Pogórza Wałbrzyskiego do 245 m n.p.m. w rejonie Jugowej i Tomkowic. Pomiędzy tymi miejscowościami zarysowuje się silnie zdenudowana krawędź, podcinająca stożek, powstała na etapie przepływu o kierunku WNW–ESE. Mimo że powstanie tego stożka jest związane ze zlodowaceniami środkowopolskimi (Kural, 1982b, c), to wysokość jego wzniesienia ponad poziomem holocenińskiego dna doliny Pełcznicy nie przekracza kilku metrów, a miejscami granica erozyjna jest wręcz niezauważalna. Wysokość względna powierzchni stożka odpowiada więc wysokości tarasu zlodowacenia Wisły na innych odcinkach doliny Pełcznicy i w dolinie Strzegomki. Należy jednak wziąć pod uwagę, że akumulacja osadów omawianej formy odbywała się w strefie rowu tektonicznego Róztoki-Mokrzyszowa, którego ciągła aktywność mogła powodować wzmożoną tendencję do agradacji przy słabiej zaznaczającej się denudacji.

Powierzchnia akumulacji stożka Strzegomki na obszarze badań wynosi około 20 km², a znaczna jej część znajduje się jeszcze na terenie sąsiedniego arkusza Bolków SMGP (Kozdrój i in., 2009). Miąższość osadów go budujących – żwirów, piasków i glin jest jednak niewielka i waha się w zakresie 1–4 m. Udział skał sudeckich w omawianych utworach sięga 30–40%. W znacznych ilościach

występują również kwarc i skały krzemionkowe, a także skały pochodzenia północnego. Barwa żwirów jest zwykle brunatna. W stropie te żwiry są często silnie zaglinione, a nawet występują pokrywy gliniaste, które według Kurała (1982c) stanowią gliny aluwialne. Powierzchnia stożka jest pokryta w znacznej części cienką powłoką utworów lessowych. W warunkach strefy peryglacialnej, w obrębie warstwy czynnej wiecznej zmarzliny, dochodziło do mieszania się materiału żwirowego z pyłowatymi osadami eolicznymi, co w efekcie także mogło doprowadzić do powstania pokryw gliniastych. Grubookruchowe, słabo wysortowane osady, budujące stożek Strzegomki, świadczą o warunkach ich depozycji w czasie gwałtownych przepływów.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 8,0–20,0 m n.p. rzeki. W profilu w Jaworzynie Śląskiej osady rzeczne interglacjału eemskiego i starszego etapu zlodowacenia Wisły, występujące pod i nad torfami interglacjału eemskiego, mają łączną miąższość co najmniej 7,5 m (Krzyszkowski, 1993). Fakt ten w powiązaniu z położeniem tych osadów na powierzchni pokrytej rozległą pokrywą piaszczysto-żwirową, zaklasyfikowaną pierwotnie do osadów wodnolodowcowych zlodowacenia Odry, pozwala przypuszczać, że przynajmniej jej stropowa część jest związana ze znacznie młodszym etapem akumulacji rzecznej. Prawdopodobnie jest to pozostałość stożka Pełcnicy, która płynęła przez rejon Jaworzyny Śląskiej w stronę Piotrowic Świdnickich co najmniej od interglacjału eemskiego, a być może już od zlodowaceń środkowopolskich. Walczak-Augustyniak i inni (1992) uważają, że przepływ w tym kierunku zachodził już przed okresem zlodowaceń południowopolskich, o czym świadczy przegłębienie w podłożu osadów czwartorzędu o głębokości 60–70 m, interpretowane jako kopalna dolina Pełcnicy. Jak już wspomniano wcześniej, zdefiniowanie tego wysokiego poziomu akumulacji rzecznej jako tarasu na określonej wysokości jest nieco problematyczne. W dolinie Pełcnicy ta powierzchnia występuje około 8 m ponad rzeką. Kapań wraz z intensywną erozją wgłębną w dolinie Strzegomki spowodował, że w tym miejscu omawiany taras wznosi się na wysokość 15–20 m ponad poziomem współczesnej rzeki.

Stadiał górny

Żwiry i piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki. Niższy poziom akumulacji rzecznej zlodowacenia Wisły powstał prawdopodobnie już w stadiale górnym. Osady tego tarasu to przeważnie żwiry z domieszką piasków, których udział zwiększa się wraz z odległością od krawędzi Pogórza Sudeckiego. Na odcinku od Cierni do Nowego Jaworowa poziom tarasu nadzalewowego występuje po obu stronach Pełcnicy i ma charakter wydłużonego stożka. Wznosi się on jedynie nieznacznie ponad holocenijskim dnem jej doliny. W pozostałej części doliny Pełcnicy i w dolinie Strzegomki niższy taras nadzalewowy zachował się jedynie fragmenta-

rycznie. Ten poziom szerzej rozpościera się w dolinie Bystrzycy, której fragment znajduje się w południowo-wschodniej części obszaru arkusza.

Żwiry rzeczne, prawdopodobnie ze zlodowacenia Wisły, tworzą też stosunkowo rozległe pokrywy w obniżeniu na południe od Wzgórz Strzegomskich, pomiędzy Godzieszówkiem a Stawiskami. Osady żwirowe są często zaglinione, a ich miąższość nie przekracza kilku metrów. Brak rozpoznania sedimentologicznego nie pozwala wykluczyć, że stosunkowo mało miąższa pokrywa żwirów, zalegających bezpośrednio na glinach zwałowych, jest tu tylko pozostałością po zredukowanym stożku piedmontowym Strzegomki.

Lessy i gliny lessopodobne są znajdowane powszechnie na obszarze przedsudeckim, zalegając na powierzchni różnowiekowych utworów – od skał paleozoicznych po osady tarasów zlodowacenia Wisły. Miąższość pokryw akumulacji eolicznej jest jednak zwykle niewielka i nie przekracza 0,5 m. Te osady wchodzi w całości w skład współczesnego profilu glebowego. Na mapie geologicznej zaznaczono pokrywy lessowe na obszarach, gdzie mają miąższość około 1,0–1,5 m. Niewielkiej miąższości pyły eoliczne, występujące w wielu miejscach na stożkach rzecznych i tarasach nadzalewowych, w warunkach strefy peryglacjalnej zostały przemieszane z materiałem żwirowym i utworzyły pokrywy gliniaste.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gliny i rumosze skalne oraz gliny z rumoszami skalnymi, deluwialne są powszechne w dolnych partiach i u podnóży stoków wzniesień Pogórza Wałbrzyskiego. Często wypełniają dna dolin denudacyjnych. Te utwory występują także lokalnie na skłonach Wzgórz Strzegomskich. Rumosze gliniaste występują poniżej krawędzi morfologicznej sudeckiego uskoku brzeżnego, zwykle na odcinku 100–300 m. Miąższość rumoszy skalnych waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Powstawały one w czasie całego czwartorzędu, szczególnie w okresach zlodowaceń, kiedy klimat sprzyjał wietrzeniu mrozowemu i dostarczaniu materiału gruzowego, a skąpa roślinność lub jej zupełny brak powodował jego spływy.

Gliny, piaski i żwiry pyłowate deluwialne na obszarze przedsudeckim powstały w dolinkach denudacyjnych i na skłonach rozcięć erozyjnych, w analogicznych warunkach jak rumosze.

W niewielkiej starej żwirowni, na północ od Żarowa (stanowisko Mielęcín), w osadach deluwialnych stwierdzono kości mamuta (Wiśniewski i in., 2009). Osady deluwialne wypełniają tutaj płytkie, 1–2-metrowe rozcięcia na skłonie dolinki, wyciętej w utworach formacji gozdnickiej, i są to w przewadze mułki (pyły) piaszczyste z przewarstwieniami piasków pyłowatych z drobnymi

żwirami. Poszczególne warstewki mają nachylenie zgodne z upadem stoku, a w górnej części profilu występują struktury fluidalne, wskazujące na płynięcie osadów w postaci jęzorów soliflukcyjnych. Badania wykazały, że znalezione tutaj 17 sztuk kości, m.in. miednicy i łopatki, należały do jednego osobnika. Szczątki kostne zostały przemieszczone wraz z deluwiami i występują w całym profilu na rozciągłości kilku metrów. Datowanie kości metodą radiowęglową (^{14}C) wykazało wiek $23\,790 \pm 160$ lat BP, co dowodzi tego, że cała pokrywa deluwialna w tym miejscu powstała w stadiale górnym zlodowacenia Wisły.

c. Holocen

Żwiry i piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki są podobne do osadów rzecznych wyższych poziomów akumulacyjnych, ale częściej spotyka się w nich przewarstwienia namulów i glin z materiałem organicznym.

Gliny piaszczyste i gliny ilaste (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki pokrywają prawie w całości powierzchnię tarasu holocénskiego Strzegomki i Pełcznicy Mają one miąższość 1,0–1,5 m.

Piaski, żwiry i mułki rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 1,5–3,0 m. Pozostałe dna dolin, w zależności od ich lokalizacji, wyścielają osady o zróżnicowanej litologii. Dominują wśród nich piaski, żwiry i mułki.

Namuły mineralne i mineralno-organiczne występują jedynie miejscami w dnach dolin i zagłębień bezodpływowych. Są one wykształcone jako mułki i mułki ilaste z domieszką piasków drobnoziarnistych. Często zawierają szczątki roślinne lub rozproszoną materię organiczną.

Piaski, żwiry i namuły piaszczyste den dolinnych znajdują się jedynie przy wschodniej granicy z obszarem arkusza Sobótka SMGP.

Torfy holocénskie swym zasięgiem obejmują stosunkowo małe obszary. Największe ich wystąpienie znajduje się na południowy zachód od Stanowic, gdzie te utwory o miąższości do 2 m wypełniają niewielkie zagłębienie na powierzchni wysoczyzny.

B. TEKTONIKA

Przeważająca część obszaru arkusza należy do bloku przedsudeckiego, a jedynie jego południowo-zachodni fragment stanowi już część Sudetów. Sudety od bloku przedsudeckiego rozdziela sudecki uskók brzeżny, który jest stosunkowo młodą strukturą kenozoiczną, dyslokującą starsze jednostki strukturalne.

Przedstawiony na [tablicy II](#) podział na ukształtowane w paleozoiku jednostki tektoniczne nawiązuje do propozycji zaproponowanych przez Oberca (1972), a następnie przez Cymermana (2004). Piętro kadomskie tworzą występująca w północno-zachodniej części terenu badań jednostka Luboradzka, przez Oberca (1972) nazwana jednostką Imbramowic, i leżąca na południe od Strzegomia jednostka Płaskich Wzgórz. W ich obrębie występują kompleksy skał mezozonalnie przeobrażonych. Z piętrzem starowaryscyjskim są związane skały wchodzące w skład jednostki Olszan, według Jerzmańskiego (Dyjur, Jerzmański, 1978) stanowiącą kontynuację jednostki Dobromierza z części sudeckiej. Obecnie obszar ten jest wydzielany jako jednostka Dobromierza-Olszan (Cymerman, 2004). Struktura Świebodzie obejmuje kompleks późnoorogenicznych skał osadowych, które w tej strefie powstały w okresie od późnego dewonu do wczesnego karbonu.

Ostatnie badania struktury metamorfiku kaczawskiego dowiodły, że została ona ukształtowana głównie podczas orogenezy waryscyjskiej i nosi cechy pryzmy akrecyjnej, złożonej zarówno z większych jednostek nasunięciowych, jak i mniejszych elementów typu łusek i melanży (Baranowski i in., 1987, 1990; Collins i in., 2000; Seston i in., 2000; Kryza, Muszyński, 2003). Jednostką allochtoniczną jest m.in. występująca na obszarze arkusza jednostka Dobromierza. Składa się ona z fragmentów dawnego dna basenu o charakterze skorupy oceanicznej, utworzonego przez wulkanity typu MORB. Szczegółową analizę strukturalno-kinematyczną tych struktur przedstawił Cymerman (2002), który w całym metamorfiku kaczawskim wyróżnił zlokalizowane w jego zachodniej części jednostki paraautochtoniczne, a we wschodnim fragmencie – allochtoniczne.

W skałach metamorficznych osłony masywu Strzegom-Sobótka zaznaczają się mniej lub bardziej wyraźnie mezostruktury planarne i linijne. Główną strukturą planarną w skałach metamorficznych jest foliacja, która w łupkach łyszczykowo-kwarcowych, kwarcytowo-grafitowych i serycytowo-kwarcowych wydaje się przebiegać zgodnie z pierwotną laminacją tych skał, podkreśloną rekrystalizacją metamorficzną. Nie wyklucza to możliwości występowania partii, w których foliacja nie pokrywa się z laminacją (w przegubach fałdów reliktowych). W skałach poddanych metamorfizmowi kontaktowemu obecność gruzelkowatych skupień minerałów (andaluzyt, kordieryt) wpływa na zacieranie foliacji. Jej orientacja przestrzenna wykazuje znaczną dyspersję w generalnym uporządkowaniu głównych kierunków zapadania w obrębie północnej i południowej osłony granitoidów strzegomskich.

W skałach jednostki Płaskich Wzgórz foliacja zapada ku południowi (z niewielkimi odchyleniami ku SE i SW) i pod kątem 10–55°. Południowy kierunek zapadania foliacji dominuje także w jednostce Olszan, gdzie kąty upadu są zmienne (25–40°). W obrębie północnej części osłony granitoidów masywu strzegomskiego przeważają północne kierunki upadu foliacji, a więc przeciwne do tych występujących w jej południowym skrzydle. Takie uzależnienie kierunków mezostruktur od ich

położenia w stosunku do granitoidów świadczy o kopułowym ułożeniu skał osłony i wpływie intruzji na jej tektonikę.

Granitoidowy masyw Strzegom-Sobótka stanowi ciało intruzyjne, mające formę lakkolitu. Według Cloosa (1922) intruzja wdarła się między gnejsy podłoża a leżące na nich skały młodszej serii suprakrustalnej. Majerowicz (1972) uważał, że źródłem magmy granitowej mogła być seria gnejsowa, która w głębszej części uległa anatektycznej mobilizacji i intrudowała jako magma palinogenetyczna w wyższe nieupłynnione partie gnejsów oraz leżące na nich skały suprakrustalne. Intruzja jest postkinematyczna w stosunku do sfałdowanych i zmetamorfizowanych serii suprakrustalnych. i przyjmuje ogólnie kierunek WNW–ESE. Zdaniem Majerowicza (1972) granitoidy występują miejscami zarówno jako intruzja zgodna, jak i wdzierają się niezgodnie w przemieszczone fragmenty skał otoczenia. Wykonanie otworów wiertniczych w obniżeniach wokół Wzgórz Strzegomskich oraz badania geofizyczne umożliwiły odtworzenie zasięgu granitoidów pod utworami kenozoicznymi w zachodniej części masywu, dzięki czemu zarysował się jego właściwy kształt wobec zachowanej osłony (Kural, 1966, 1968, 1979; Kural, Morawski, 1968). Granitoidowy masyw strzegomski ma formę dwóch trójkątów, przesuniętych względem siebie i stykających się na wąskim odcinku na wschód od Strzegomia. Jest on zatem dwudzielny, przy czym jego zachodnia część została podniesiona w stosunku do wschodniej i reprezentuje głębsze korzeniowe partie intruzji (Kural, Morawski, 1968).

W skałach granitoidowych omawianego masywu na ogół nie zaznaczają się lineacje z płynięcia, oprócz występującego miejscami zjawiska ukierunkowania enklaw oraz warstwowego ułożenia ciemnych składników skały (Puziewicz, Wojewoda, 1984). Wyraźne są natomiast deformacje dysjunktywne w postaci licznych spękań zwanych ciosem. Cloos (1922) wyróżnił trzy podstawowe systemy tych spękań: S – cios kompresyjny pionowy o kierunku NE–SW, Q – cios tensyjny pionowy o przebiegu od NW–SE do NNW–SSE oraz L – cios pokładowy, zbliżony do poziomego (lub o małych nachyleniach). Spękania S i Q mają strome upady, przyjmujące wartości kątów w granicach 70–90°. Spękania S zapadają głównie na południowy wschód, a cios Q – przede wszystkim na południowy zachód. Cloos (1922) wyróżnił także dwa dodatkowe podrzędniejsze systemy spękań diagonalnych, w tym jeden – o kierunku zbliżonym do N–S (tzw. spękania diagonalne prawe) i drugi – prawie prostopadły do pierwszego, o przebiegu W–E (tzw. spękania diagonalne lewe). Szczeliny spękań S są przeważnie zaciśnięte i występuje w nich słabo zaznaczona mineralizacja, którą tworzą naloty limonitu lub strzegomitu. Szczeliny ciosu Q są natomiast rozwarłe i zwykle wykazują się silnie rozwiniętą mineralizacją. Występujące w granitoidach utwory żyłowe (pegmatyty, aplity i żyły kwarcowe) oraz silnie zmineralizowane szczeliny są związane z kierunkami ciosów (Q i diagonalnego prawego) lub mają biegi zbliżone do nich. Strefy kataklazy i zmian hydrotermalnych, również znajdowane

w granitoidach, charakteryzują się podobnymi kierunkami przebiegu. Spotykane niekiedy rysy ślizgowe zwykle występują na spękaniach (Q i diagonalnych prawych) i zapadają płasko w kierunkach zbliżonych do północy i południa. Na spękaniach diagonalnych lewych rysy ślizgowe znajdują się bardzo rzadko i zapadają one ku zachodowi. Spękania ciosowe masywu Strzegom-Sobótka oprócz opracowania Cloosa (1922) omawiają także szczegółowo publikacje Podstolskiego (1970) i Majerowicza (1972).

W kenozoiku struktury paleozoiczne uległy spękaniom na liczne bloki i znacznym przemieszczeniom pionowym. Granitoidy masywu Strzegom-Sobótka wraz ze skałami metamorficznej okrywy zostały wyniesione jako zrąb tektoniczny, który tworzy obecnie Wzgórza Strzegomskie. Na południe od niego powstało rozległe tektoniczne obniżenie rowu Roztoki-Mokrzeszowa, wypełnione osadami kenozoicznym o miąższości ponad 660 m. Od północno-wschodniej strony struktury podłoże opada w kierunku rowu, tworząc kilka stopni tektonicznych, zrzuconych wzdłuż uskoku o generalnym kierunku NW–SE. Południowo-zachodnią granicę rowu Roztoki-Mokrzeszowa tworzy prawie pionowa dyslokacja sudeckiego uskoku brzeżnego. Zbliżone do pionu ułożenie uskoku zostało ustalone przy pomocy wyników badań geoelektrycznych, wykonanych na głębokości do około 120 m (Badura i in., 2002). W obrębie rowu zarysowują się mniejsze przegłębienia, takie jak zapadlisko Jugowej-Szymanowa, w którym występują łupki zieleńcowe metamorfiku kaczawskiego, zrzucone na wysokość do 135 m p.p.m. Znajduje się tutaj także zapadlisko Mokrzeszowa, uważane przez Grocholskiego (1977) za strukturę o genezie wulkanotektonicznej, w której nie udało się osiągnąć spągu skał o charakterze tufitów na wysokości 375 m p.p.m. (otw. 84). Według szacunku Grocholskiego (1977) w tym rejonie zrzut skał w obrębie uskoku sudeckiego brzeżnego w kenozoiku osiągnął 900 m, a może nawet 1000 m. Zapoczątkowanie rozwoju rowu Roztoki-Mokrzeszowa należy wiązać z wczesnym oligocenem lub nawet eocenem, co potwierdzają analizy wypełniających go osadów i skał wulkanicznych (Grocholski, 1977; Badura i in., 2005). Skład petrograficzny utworów znajdujących się w najgłębszej części zapadliska Mokrzeszowa wskazuje na to, że w oligocenie materiał był dostarczany wyłącznie od strony zrębu Wzgórz Strzegomskich. Na tym etapie uformowała się krawędź tektoniczna, która tworzy obecnie północno-zachodnie ograniczenie rowu Roztoki-Mokrzeszowa. Sudety nie były jeszcze wyniesione wzdłuż krawędzi sudeckiego uskoku brzeżnego. Ich podniesienie i powstanie właściwej struktury rowu tektonicznego miało miejsce w miocenie. Aktywność tej strefy tektonicznej przejawiała się od neogenu przez czwartorzęd aż do czasów współczesnych. Świadczą o tym m.in. ugięcia profili podłużnych poziomów dolinnych Strzegomki i Pełcznicy w rejonie sudeckiego uskoku brzeżnego (Krzyszkowski, Stachura, 1998). Najmłodsze ruchy w obrębie tego uskoku zostały zarejestrowane za pomocą badań geodezyjnych (Cacoń, Dyjor, 2002). Na obszarze arkusza

oszacowana wysokość silnie zdegradowanej skarpy morfotektonicznej krawędzi Sudetów waha się w granicach 40–100 m i osiąga największe wartości w strefie wychodni spilitów. Od zachodniej części Świebodzic po rejon Mokreszowa krawędź Pogórza Wałbrzyskiego zmienia swój przebieg z kierunku NW–SE, typowego dla całego sudeckiego uskoku brzeżnego, na WNW–ESE. Prawdopodobnie zmiana ta ma związek z deformacją działającą w kierunkach skośnych do dyslokacji, co mogło być wynikiem reaktywacji paleozoicznej strefy dyslokacyjnej, która oddziela metamorfik kaczawski od struktury Świebodzic.

Neotektoniczną historię sudeckiego uskoku brzeżnego próbowali odtworzyć m.in.: Zeuner (1928), Schwarzbach (1942), Oberc i Dyjor (1969), Dyjor (1975, 1993), Dyjor i Oberc (1983), Mastalerz i Wojewoda (1993), Krzyszkowski i Pijet (1993), Migoń (1993, 1994, 1995, 1999), Krzyszkowski (1994), Krzyszkowski i inni (1995, 1999, 2000), Krzyszkowski i Bowman (1997), Przybylski i Badura (1997), Krzyszkowski i Biernat (1998) oraz Badura i Przybylski (2000). Parametry morfometryczne skarp uskokowych były analizowane przez Srokę (1997), Migonia i innych (1998) oraz Migonia i Łacha (1998). Współczesne ruchy skorupy ziemskiej są badane za pomocą metod geodezyjnych w obrębie wybranych poligonów geodynamicznych (Cacoń, Dyjor, 1995, 2002; Cacoń, 1998; Schenk i in., 1998, 2002). Badacze wyrażali odmienne poglądy na temat wieku i amplitudy zuskokowania tego obszaru w paleogenie, neogenie i w czwartorzędzie. Dyjor (1983) sugerował 150–200-metrowe wypiętrzenie Sudetów wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego w późnym miocenie i pliocenie. Ten sam autor oszacował wysokość wypiętrzenia czwartorzędowego na około 30–70 m na różnych odcinkach tej dyslokacji (Dyjor, 1993), co jest zbieżne z danymi odnoszącymi się do środkowo- i późnoczwartorzędowego podniesienia bloku sudeckiego (20–30 m do 60–80 m), opisanego przez Zeunera (1928), Krzyszkowskiego (1991), Migonia (1993, 1995) oraz Krzyszkowskiego i Pijet (1993). Niektórzy autorzy piszą jednak o lokalnym wypiętrzeniu po zlodowaceniu Odry o wysokości nawet do 80–100 m (Krzyszkowski, 1991). Tempo tego wypiętrzenia zmieniało się w trakcie interglacjałów lubelskiego i eemskiego, podczas zlodowacenia Wisły (bałtyckiego) i w holocenie – odpowiednio 1,50; 0,15 i 0,05–0,10 mm/rok (Krzyszkowski, Pijet, 1993; Krzyszkowski i in., 1995). Niemniej jednak główny etap wynoszenia bloku sudeckiego musiał zachodzić przed czwartorzędem, na co wskazuje sięgająca 400 m wysokość czoła masywu górskiego w rejonie Gór Sowich, na południowy wschód od obszaru arkusza (Grocholski, 1977; Krzyszkowski i in., 1995). Dwa epizody wzmożonej aktywności tektonicznej są zazwyczaj wiązane z przełomem pliocenu i czwartorzędu oraz z późnym plejstocenem (0,2–0,13 Ma BP). Etapy podnoszenia plejstocńskiego są udokumentowane przez zuskokowanie tarasów plejstocńskich (w czasie przed zlodowaceniem Odry, od zlodowacenia Warty do interglacjału eemskiego i podczas zlodowacenia Wisły – Krzyszkowski i in., 1995,

1998, 2000). Wysokość skarp uskokowych, przecinających dwa młodsze tarasy, wynosi 5–20 m i 1–10 m. Deformacje sejsmotektoniczne serii osadów, budujących stożki napływowe rzek rozcinających sudecki uskoczek brzeżny, opisano w północno-zachodnich segmentach tej dyslokacji (Mastalerz, Wojewoda, 1993). Informacje o wstrząsach sejsmicznych w tej strefie w czasach historycznych zawierają opracowania Pagaczewskiego (1972) oraz Dyjora i Oberca (1983).

Podczas nasuwania się lądolodów utwory czwartorzędowe, często wraz z podścielającymi je osadami neogenu, uległy w wielu miejscach zaburzeniom glacitektonicznym. Deformacje tego typu stwierdzono w utworach budujących wzniesienia moren pomiędzy Mokrzyszowem i Sulisławicami, a także w pobliżu krawędzi Sudetów w rejonie Świebodzic (Szczepankiewicz, 1961, 1962). Według Krzyszkowskiego (1992) w rejonie Mokrzyszowa nachylenie struktur deformacyjnych w osadach lodowcowych jest przeciwne do potencjalnych kierunków kompresji, którą mogły wywoływać nasuwające się lądolody. Zdaniem tego autora może to świadczyć o tektonicznej genezie zaburzeń. Deformacje glacitektoniczne zostały najlepiej rozpoznane w kopalniach iłów w okolicy Jaroszowa (Bukosiński, 1965; Brodzikowski, Van Loon, 1984; Krzyszkowski, 2001). W odkrywkach Halina i Stanisław Północ zaobserwowano wielkoskalowe deformacje, mające charakter nasunięć, fałdów i struktur obciążeniowych (Krzyszkowski, 1993, 2001). Zaburzenia objęły kompleks osadów czwartorzędu i neogenu o miąższości ponad 30 m. Krzyszkowski (1993) stwierdził, że orientacja fałdów i powierzchni nasunięć wskazuje na kompresję z kierunku NNE, a deformacje glacitektoniczne są związane z drugim nadejściem lądolodu zlodowaceń południowopolskich (młodszym Elsterianem). Krawędź tektonicznego zrębu Wzgórz Strzegomskich stanowiła wówczas próg oporowy dla lądolodu nasuwającego się z kierunku NNE. W odkrywce Stanisław Południe nie zaobserwowano już struktur glacitektonicznych z wyraźną wergencją, a jedynie diapiry i pograży związane z aktywnością tektoniczną, kompaktacją lub synsedymencyjnymi deformacjami grawitacyjnymi (Brodzikowski, 1984; Krzyszkowski, 1993, 2001).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Skały metamorficznej osłony masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka są uznawane za najstarsze utwory na obszarze arkusza Świdnica. Ich wiek nie został jednak sprecyzowany i powstanie tych skał wiąże się generalnie z okresem neoproterozoik–dewon (tab. 1). Geosynklina, w której powstawały protolity skał metamorficznych, mogła zostać założona w późnym proterozoiku. Według Oberca (1972) można wyróżnić tu dwa cykle tektoniczno-metamorficzne. Starszy z nich, zwany orogenezą assyntyjską (kadomską), doprowadził do sfałdowań i metamorfizmu skał suprakrustalnych. W młodszym cyklu (fałdowania kaledońskie i waryscyjskie) na tak ukształtowanym podłożu została

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne		
System	Oddział	Piętro				Podpiętro	
C z z w a r t o r z ę d	H o l o c e n				Torfy — ${}_tQ_h$ Piaski, żwiry i namuły piaszczyste den dolinnych — ${}_{pz}Q_h$ Namuły — ${}_nQ_h$ Piaski, żwiry i mułki rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz}Q_h^{(1)}$ Gliny piaszczyste i gliny ilaste (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{ma}Q_h^{(1)}$ Żwiry i piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{zp}Q_h^{(1)}$	Akumulacja organiczna Akumulacja rzeczna w dnach dolin Akumulacja rzeczna w dnach dolin, powstanie tarasu zalewowego	
						Gliny, piaski i żwiry pyłowate deluwialne — ${}^d_{gp}Q$ Gliny i rumosze skalne oraz gliny z rumoszami skalnymi, deluwialne — ${}^d_{gru}Q$	Denudacja, rozwój pokryw wietrzeniowych i stokowych
		P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopoliskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Lessy i gliny lessopodobne — ${}_lQ_{p^4}^{B3}$ Żwiry i piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{zp}Q_{p^4}^{B3(III)}$	Rozwój pokryw pyłowych w wyniku procesów eolicznych i ich przekształcanie w warunkach strefy peryglacjalnej Erozja i akumulacja rzeczna, powstawanie tarasów nadzalewowych
	Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 8,0–20,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz}Q_{p^4}^{B(1)}$ Żwiry, piaski i gliny stożków napływowych — ${}^{\textcircled{S}}_{zp}Q_{p^4}^B$ Mułki, ily i margle jeziorne oraz gytie — ${}^{\textcircled{li}}_{mi}Q_{p^4}^B$ Piaski i żwiry rzeczne — ${}^f_{pz}Q_{p^4}^B$					Akumulacja rzeczna w strefie przedgórskich stożków piedmontowych Akumulacja jeziorna Akumulacja rzeczna	
	Interglacjał eemski					Torfy — ${}_tQ_{p^{3-4}}$ Piaski i żwiry rzeczne — ${}^f_{pz}Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja organiczna w starorzeczach Akumulacja rzeczna
					Zlodowacenia środkowopoliskie	Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry kemów — ${}^{\textcircled{K}}_{pz}Q_{p^3}^O$ Piaski i żwiry tarasów kemowych — ${}^{\textcircled{K}}_{pz}Q_{p^3}^O$ Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — ${}^{\textcircled{S}}_{pz}Q_{p^3}^O$ Piaski, żwiry, gliny zwałowe i głązy moren czołowych, częściowo spiętrzonych — ${}^{\textcircled{S}}_{pz}Q_{p^3}^O$

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $_{p\bar{z}2}^{fg}Q_{p^3}^O$ Żwiry i piaski lodowcowe — $_{zp}^gQ_{p^3}^O$ Gliny zwałowe — $_{gzw}^gQ_{p^3}^O$ Mułki, piaski i ropy zastoiskowe — $_{mp}^bQ_{p^3}^O$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $_{p\bar{z}l}^{fg}Q_{p^3}^O$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa Egzaracja i akumulacja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa (rozwój zbiorników zastoiskowych przed transgredującym lądolodem) Erozja i akumulacja wodnolodowcowa
		Interglacjał wielki (?)		Piaski i żwiry rzeczne — $_{p\bar{z}}^fQ_{p^{2-3}}$	Akumulacja rzeczna, denudacja
		Zlodowacenia południowopolskie		Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny mioceńskie oraz gliny, piaski, żwiry i mułki plejstoceńskie (zaburzone glaciektogenicznie) — $_{im}^{M+}Q_p$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $_{p\bar{z}2}^{fg}Q_{p^2}$ Piaski, mułki i ropy zastoiskowe — $_{pmi}^bQ_{p^2}$ Gliny zwałowe (górne) — $_{gzw2}^gQ_{p^2}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $_{p\bar{z}l}^{fg}Q_{p^2}$ Piaski i mułki zastoiskowe — $_{pm}^bQ_{p^2}$ Piaski i żwiry rzeczne — $_{p\bar{z}}^fQ_{p^2}$ Gliny zwałowe (dolne) — $_{gzw1}^gQ_{p^2}$	Powstawanie struktur glaciektogenicznych, nasunięć i załamań Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa Egzaracja i akumulacja lodowcowa Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa Akumulacja rzeczna Egzaracja i akumulacja lodowcowa
		Plejstocen dolny–zlodowacenia południowopolskie		Żwiry i piaski rzeczne — $_{zp}^fQ_{p^0-p^2}$	Akumulacja rzeczna
N e o g e n	Pliocen			Gliny, żwiry i piaski – formacja gozdnicka — $_{g\bar{z}p}Pl$	Kilkusetapowa akumulacja rzeczna
	Miocen	Miocen środkowy–górny		Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny oraz żwiry i gliny – formacja poznańska — $_{imp}M_{2-3}$	Akumulacja rzeczna i miejscami bagienna w strefach aktywnych rowów i zapadlisk tektonicznych
		Miocen dolny–środkowy		Mułki, ropy, piaski, żwiry i węgiel brunatny — $_{mip}M_{1-2}$	Akumulacja rzeczna, jeziorna i bagienna Zapoczątkowanie rozwoju tektonicznej krawędzi Sudetów
Paleogen–neogen				Gliny zwietrzelinowe (regolity) — $_{gr}Pg-Ng$	Wietrzenie chemiczne, powstanie miąższych pokryw zwietrzelin kaolinowych
	Oligocen–miocen	Oligocen górny–miocen dolny		Bazalty — $_{\beta}Ol_3-M_1$ Tufy i brekcje wulkaniczne — $_{tf}Ol_3-M_1$	Aktywność wulkaniczna

P a l e o g e n	E o c e n (?) – o l i g o c e n			Zlepienie wulkaniczne i tufy bazaltowe drobnoziarniste, miejscami brekcje wulkaniczne oraz tufity — <i>zcwl</i> E–Ol Bazalty — β E–Ol Gliny kaolinowe, mułki i węgiel brunatny — <i>gka</i> E–Ol Tufity — τ E–Ol	Aktywność wulkaniczna Powstawanie spływów zwietrzelin w strefach krawędziowych, akumulacja w zbiornikach jeziornych i bagiennych Blokowe ruchy tektoniczne, aktywność wulkaniczna, erozja w strefach krawędziowych i akumulacja w zapadliskach
K a r b o n – p e r m	Karbon górny–perm dolny			Żyły kwarcowe — q C₃–P₁ Granity — γ C₃–P₁ Granity i granodiority — $\gamma\delta$ C₃–P₁	Procesy postintruzywne, powstanie spękań i skał żyłowych Przeobrażenia metamorficzne skał osłony w strefie kontaktu termicznego z intruzją magmową Intruzja kwaśnych magm
K a r b o n	Karbon dolny			Brekcje — bc C₁ Zlepienie i piaskowce – formacja z Chwaliszowa — <i>zpc</i> C₁ Zlepienie gnejsowe i piaskowce – formacja z Książa — zc C₁	Zuskokowanie i rozwój strefy kataklazy na granicy metamorfiku kaczawskiego i synklinorium śródsudeckiego Akumulacja miąższych serii osadów rzecznych i jeziornych w strefie struktury Świebodzie
D e w o n	Dewon górny			Piaskowce szarogłazowe i mułowce — <i>pcsmc</i> D₃ Piaskowce szarogłazowe, mułowce i zlepienie – formacja z Pelcznicy — <i>pcsz</i> D₃ Zlepienie i piaskowce gruboziarniste – formacja z Pogorzały — <i>zpcg</i> D₃ Mułowce, piaskowce drobnoziarniste i iłowce – formacja z Pogorzały — <i>mcped</i> D₃	Akumulacja miąższych serii osadów rzecznych i jeziornych w strefie struktury Świebodzie
K a m b r – d e w o n (?)				Łupki serycytowo-kwarcowe, kwarcowo-lyszczykowe i kwarcytowe oraz łupki kwarcowo-lyszczykowe z kordieritem i andaluzytem i hornfelsy — <i>lscQ</i> Cm–D Zieleńce, łupki zieleńcowe i amfibolity — z Cm–D Łupki kwarcytowo-grafitowe — <i>lkwGf</i> Cm–D	Metamorfizm regionalny
S y l u r				Łupki serycytowe i łupki chlorytowe z wkładkami zieleńców — <i>lsc</i> S Zieleńce i łupki zieleńcowe — z S	Aktywność wulkaniczna, powstanie skorupy o cechach dna oceanicznego

Ordowik				Metatrachity laminowane z wkładkami łupków krzemionkowych i fyllitów — $_{mr}O$ Fyllity (metałułwce i metaiłwce, miejscami metatufity) — $_fO$	Aktywność wulkaniczna – wylewy i intruzje alkalicznych, kwaśnych i zasadowych skał wulkanicznych Akumulacja w zbiorniku morskim pierwotnych klastycznych skał osadowych i tufitowych
Kambr–ordowik	Kambr górny–ordowik dolny			Katakazyty i mylonity (metagranity albitowe i metaryolity) — $_{kmy}Cm_3-O_1$	Inicjacja ryftu i rozwój basenu morskiego (metamorfik kaczawski), powstanie maficznych kompleksów wulkanicznych, w stropie miejscami sedymentacja węglanowa
				Łupki zieleńcowe i fyllity, miejscami wkładki wapieni — $_L Cm-O$ Spility — $_{\psi} Cm-O$	
Proterozoik–kambr (?)	Neoproterozoik–kambr (?)			Łupki łuszczkowe, miejscami łupki biotytowo-plagioklazowe i kwarcowo-skalieniowe, z przewarstwieniami łupków kwarcytowych, skarnów i amfibolitów — $_{II} Pt_3-Cm$ Łupki łuszczkowo-sillimanitowe, gnejsy hornblendowe, oligoklazowe i oligoklazowo-mikroklinowe oraz amfibolity — $_{IISl} Pt_3-Cm$	Metamorfizm regionalny

założona kolejna geosynklina, w której sedymentacja prawdopodobnie rozpoczęła się we wczesnym paleozoiku, a nawet jeszcze w proterozoiku, i trwała aż do dewonu lub do wczesnego karbonu (Oberc, 1972). Osadziły się tu przede wszystkim skały ilasto-mułowcowe z domieszką utworów piaszczystych i wkładkami skał bitumicznych i wapnistych. Lokalnie wylewały się magmy zasadowe, dające początek wulkanitom. Cały ten kompleks skalny został następnie zmetamorfizowany i sfałdowany.

W środkowym dewonie silne ruchy tektoniczne uformowały strukturę Świebodzie, w której osadzały się miększe kompleksy zlepieńców, piaskowców i mułowców pochodzące z niszczenia wcześniej uformowanego górotworu.

W późnym karbonie i wczesnym permie kwaśne magmy intrudowały w kompleks skał metamorficznych, formując trzon masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka. Na kontakcie z intruzją skały metamorficzne zostały przeobrażone termicznie. Miejscami powstały strefy shornfelsowania i przeobrażenia w łupki serycytowo-kordierytowe.

Brak utworów związanych z permsko-mezozoicznym cyklem sedymentacyjnym wskazuje, że prawdopodobnie obszar arkusza w tym całym okresie był lądem, fragmentem tzw. wyspy sudeckiej, i ulegał procesom denudacji.

Kolejny cykl sedymentacyjny jest już związany z rozwojem tektonicznych zapadlisk i rowów, które zaczęły się formować w paleogenie, prawdopodobnie od eocenu. Najwcześniej powstały depresje w strefie rowu Roztoki-Mokrzyszowa. Z etapem formowania się północnej krawędzi rowu

miała także związek aktywność wulkaniczna, najstarsza z faz wulkanizmu zarejestrowanych w jego obrębie. W dnie depresji zostały zdeponowane osady, pochodzące z niszczenia wyniesionego masywu Strzegom-Sobótka i skał wulkanicznych, które pierwotnie musiały tworzyć rozległe pokrywy. Dopiero we wczesnym miocenie zaczęła formować się południowo-zachodnia krawędź rowu Roztoki-Mokreszowa, co zaznaczyło się dostawą materiału skalnego z obszaru sudeckiego. Akumulacja w strefach zapadlisk tektonicznych trwała aż do końca neogenu. W miocenie osadziły się osady ilasto-mułkowo-piaszczyste i węgiel brunatny, w tym także w północnym obrzeżeniu Wzgórz Strzegomskich, w rejonie Jaroszowa. We wczesnym miocenie, a częściowo jeszcze w późnym oligocenie, młodsza faza wulkanizmu przejawiała się stosunkowo niewielkimi wylewami law bazaltowych.

W najstarszym czwartorzędzie były akumulowane osady rzeczne, które uległy w późniejszych okresach prawie całkowitemu zdenudowaniu. W plejstocenie na obszar arkusza trzykrotnie nasuwały się lądolody skandynawskie, dwa w trakcie zlodowaceń południowopolskich i jeden w czasie zlodowaceń środkowopolskich (w zlodowaceniu Odry). Co najmniej jeden z nich wkroczył na obszar Pogórza Wałbrzyskiego. Starsze utwory lodowcowe zostały silnie zredukowane i zachowały się jedynie w lokalnych obniżeniach. Lądolód zlodowacenia Odry pozostawił po sobie przede wszystkim rozległe pokrywy glin zwałowych. Osady wodnolodowcowe osadziły się głównie w fazie transgresywnej. W zastoiskach, w strefie pomiędzy lądolodem a krawędzią Sudetów, a także miejscami w obniżeniach na obszarze Pogórza Wałbrzyskiego, zostały zakumulowane ropy, mułki i piaski drobnoziarniste. Transgredujące lądolody powodowały także deformacje w postaci nasunięć i zafałdowań osadów podłoża.

Po zlodowaceniu Odry na terenie badań przeważały procesy denudacji i tylko okresowo zaznaczyły się fazy akumulacji rzecznej, które doprowadziły do powstania trzech głównych poziomów tarasowych w dolinach. Jeszcze w trakcie trwania zlodowacenia Wisły rzeki zmieniały diametralnie kierunki przepływu, co było wymuszone zróżnicowanym tempem wcinania się w podłoże poszczególnych cieków i powstawaniem kaptaczy. Wpływ na to zjawisko wywierała być może także aktywność tektoniczna, objawiająca się w postaci zróżnicowanych ruchów bloków krystalicznego fundamentu.

Na ostatni (holoceński) etap przekształcania krajobrazu mają wpływ czynniki antropogeniczne, a przede wszystkim intensywny rozwój przemysłu wydobywczego granitów i ilów ogniotrwałych.

IV. PODSUMOWANIE

Celem niniejszego opracowania było przede wszystkim dostosowanie informacji, zawartych w opublikowanych arkuszach SMGS, do potrzeb mapy w skali 1:50 000 (SMGP) z uwzględnieniem obecnych podziałów stratygraficznych różnowiekowych formacji skalnych. Weryfikacja materiałów

kartograficznych pozwoliła zmodyfikować przedstawiony wcześniej obraz budowy geologicznej, głównie w zakresie rozprzestrzenienia utworów rzecznych na przedpolu Sudetów. Szerzej opracowano także temat powszechnie występujących tu pokryw pyłów eolicznych. W zaproponowanym schemacie stratygraficznym wykorzystano wyniki licznych prac badawczych, prowadzonych na terenie badań już po zakończeniu opracowań arkuszy SMGS. Istotne znaczenie miały tu przede wszystkim wyniki datowań bazaltów, występujących na Wzgórzach Strzegomskich, oraz liczne badania litologiczno-stratygraficzne, prowadzone w utworach czwartorzędowych odkrywek kopalń rejonu Jarosza i Ruska.

Mimo ponadstuletniej historii badań geologicznych, prowadzonych na tym obszarze, wiele zagadnień nadal pozostało nierozwiązanych. Już w kwestii najstarszych formacji skalnych okrywy masywu Strzegom-Sobótka brak jednomyślności co do wieku i następstwa faz metamorfizmu, które doprowadziły do ich powstania. Badania paleobotaniczne osadów kenozoicznych często niejednoznacznie określają ich wiek. Za pomocą otworów wiertniczych nie udało się ustalić maksymalnej miąższości osadów kenozoicznych w rowie Roztoki-Mokrzyszowa, gdzie zostały one nawiercone do głębokości 660 m, ale nie zidentyfikowano ich spągu. Także charakter tego zapadliska jako depresji wulkanotektonicznej nie został dotąd jednoznacznie potwierdzony.

Na obszarze arkusza występują wyjątkowo liczne, jak na obszar przedsudecki, stanowiska z reperowymi profilami osadów czwartorzędu, udokumentowane analizami chrono- i biostratygraficznymi. Mimo obecności tych lokalnie dobrze rozpoznanych profili, pozycja stratygraficzna wielu wydzielen w obrębie utworów czwartorzędowych nadal pozostaje niepewna. Nie udało się ostatecznie ustalić liczby lądolodów, które dotarły w obręb Sudetów, gdzie obecnie można wyróżnić tylko jedną serię osadów lodowcowych. Z powodu braku jednoznacznych stratygraficznie reperów nie można określić, z którym plejstocеным zlodowaceniem jest ona związana.

Wyjaśnienia wymaga również zasięg osadów rzecznych w dolinie Pełcznicy, w rejonie Jaworzyny Śląskiej. Na mapie zaznaczono je na podstawie danych z profilu z potwierdzonymi osadami interglacjału eemskiego w Jaworzynie Śląskiej, reinterpreterując zaznaczoną tu wcześniej szeroko rozprzestrzenioną pokrywę osadów wodnolodowcowych. Uszczegółowienie zasięgu tego paleoprzepływu wymagałoby wykonania dodatkowych badań.

Wrocław, 2009 r.

LITERATURA

- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J., 2000 — The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc.*, **90**.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997 — Kinematic data on major Variscan strike slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**, 5.
- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. W: (Winchester, J.A., Pharaoh, T., Verniers, J., red.) *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **201**.
- Ansilewski J., 1954 — Keratofiry Gór Kaczawskich. *Arch. Miner.*, **18**, 1.
- Awdankiewicz M., 1992 — The Lower Paleozoic volcanoclastic rocks from the easternmost part of the Bolków Unit (Góry Kaczawskie Mts, SW Poland): their origin and mode of deposition. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**, 1.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005 — New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland, *Acta Geodyn. Geomater.*, **139**, 2 (3).
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006 — Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Prz. Geol.*, **54**, 2.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięgi lądolodów plejstocénskich i deglacja obszaru między Sudetami a Wąłem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385.
- Badura J., Przybylski B., 2000 — Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., Farbisz J., Krzyszkowski D., Sroka W., 2002 — The Sudetic Marginal Fault and Kłodzko Basin faults, SW Poland, in the light of geoelectrical resistivity studies. *Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A*, **20**, 124.
- Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka W., Przybylski B., 2003a — Morfotektonika sudeckiego uskoku brzeżnego w SW Polsce. *Prz. Geol.*, **51**, 12.
- Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka W., Przybylski B., Żyszkowska M., 2003b — Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A*, **24**, 131.
- Baranowski Z., 1975 — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudet.*, **10**, 1.
- Baranowski Z., 1987 — Sedymentacja łupków radzimowickich. W: Przew. 58. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wałbrzych, 17–19 września.
- Baranowski Z., 1988 — Łupki radzimowickie Gór Kaczawskich (Sudety Zachodnie): charakterystyka litofacyjna zmetamorfizowanych osadów rowu oceanicznego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **58**, 3–4.
- 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. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3.
- 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: Przew. 58. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wałbrzych, 17–19 września.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1982 — Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych metamorfizmu Gór Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, 341.
- Baranowski Z., Urbanek Z., 1972 — Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. de la Terre*, **20**, 3.

- Barbarin B., 1999 — A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**.
- Berg G., Dathe E., Zimmermann E., 1912 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Freiburg. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Berg G., Zimmermann E., Mühlen L. zur, 1929a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Hohenfriedeberg. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Berg G., Zimmermann E., Mühlen L. zur, 1929b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Hohenfriedeberg. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Biela D., 1992 — Stratygrafia głównego pokładu węgla brunatnego w odkrywce kopalni Jarosław–Halina na podstawie badań palinologicznych (praca magisterska). Arch. Inst. Nauk Geol. UW, Wrocław.
- Birkenmajer K., 1967 — Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Rocz. Ochr. Prz.*, **32**.
- Birkenmajer K., Jerzmański J., Nairn A.E.M., 1970 — Studia paleomagnetyczne skał polskich. IV. Kenozoiczne bazalty Dolnego Śląska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **40**, 1.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2004 — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**, 1.
- Brodzikowski K., 1984 — Deformacje metasedymentacyjne w osadach czwartorzędu okolic Jarosława. *Acta Univ. Wratisl.*, **655**, Pr. Inst. Geogr., Ser. A, Geogr. Fiz., 3.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1984 — Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jarosław Zone (Sudetic Foreland). *Geol. Sudet.*, **18**, 1.
- Budkiewicz M., 1954 — Geneza niektórych złóż kaolinu okolic Świdnicy. *Prz. Geol.*, **2**, 7.
- Budkiewicz M., 1974 — Niektóre złoża kaolinu okolic Świdnicy na Dolnym Śląsku. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, **87**.
- Buksiński S., 1963 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Żarów (52). Inst. Geol., Warszawa.
- Buksiński S., 1965 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Żarów (52). Inst. Geol., Warszawa.
- Burdukiewicz J.M., 1994 — Nowe stanowiska dolnopaleolityczne z okolic Strzegomia, woj. wrocławskie. *Śl. Spraw. Arch.*, **35**.
- Cacoń S., 1998 — Recent deformation of the crust in the eastern Sudeten and surrounding areas. Proc. 9th Int. Symp. on Deformation Measurements, CRCM'98. Journal of N.R.I.A.G., Kair.
- Cacoń S., Dyjor S., 1995 — Neotektoniczne i współczesne ruchy skorupy ziemskiej i związane z tym możliwości zagrożeń dla zapór wodnych na Dolnym Śląsku. *Fol. Quatern.*, **66**.
- Cacoń S., Dyjor S., 2002 — Recent crustal movements in Late Tertiary tectonic zones of the Sudetes and northern Sudetic Foreland, SW Poland. *Fol. Quatern.*, **73**.
- Chorowska M., 1982 — Badania stratygraficzne formacji metamorficznych Sudetów. *Biul. Inst. Geol.*, 341.
- Cloos H., 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Collins A.S., Kryza R., Zalasiewicz J.A., 2000 — Macrofabric fingerprints of Late Devonian–Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sudetes. *J. Geol. Soc., London*, **157**.
- Cramer R., Finckh L., Zimmermann E., 1924a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Schweidnitz. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Cramer R., Finckh L., Zimmermann E., 1924b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Schweidnitz. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.

- Cymerman Z., 2002 — Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**.
- Cymerman Z., 2004 — Mapa Tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego, 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cymerman Z., Mastalerz K., 1994 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, 1:25 000, ark. Marciszów (63). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cymerman Z., Mastalerz K., 1995 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, 1:25 000, ark. Marciszów (63). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dathe E., Zimmermann E., 1912 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundestaaten, Blatt Freiburg. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Domańska-Siuda J., 2007 — The granitoid Variscan Strzegom-Sobótka massif. W: (Kozłowski A., Wiszniewska J., red.) Granitoids in Poland. *Arch. Miner., Monograph.*, **39**, 1.
- Dyjur S., 1975 — Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Mat. 1. Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. **1**. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dyjur S., 1983 — Ewolucja trzeciorzędowych przedgórskich rowów tektonicznych Centralnych i Wschodnich Sudetów. Mat. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, **4**. Ossolineum, Wrocław.
- Dyjur S., 1987 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. Mat. Symp. Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław.
- Dyjur S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, **64**.
- Dyjur S., Gonciarz A., Grodzicki A., Kościówko H., Sadowska A., Szykiewicz A., 1995 — Formacja trzeciorzędowa i związane z nią surowce mineralne zachodniej części bloku przedsudeckiego. W: Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wrocław, 21–24 września.
- Dyjur S., Jerzmański J., 1978 — Dokumentacja wynikowa otworu Szymanów IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Dyjur S., Kuszell T., 1977 — Neogeńska i czwartorzędowa ewolucja rowu tektonicznego Roztoki-Mokrzyszowa. *Geol. Sudet.*, **12**, 2.
- Dyjur S., Oberc J., 1983 — Współczesne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce SW i wynikające z nich możliwości zagrożeń dla obiektów górniczych i inżynierskich. W: Mat. 3. Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. **4**. Ossolineum, Wrocław.
- Froehlich B., Urbanek Z., Schneider W., 1991 — Shallow-water carbonates in the Ordovician turbiditic slates of the Góry Kaczawskie, Sudetes (SW Poland). *Neues Jahrb. Geol. Paläont., Monatsh.*, **1**.
- Gawroński O., 1982 — Występowanie surowców kaolinowych na Dolnym Śląsku. Rejon Świdnicy. W: (Kozłowski S., red.) Surowce kaolinowe. Wyd. Geol., Warszawa.
- Gilewicz V., 1987 — Wiek serii ilów ogniotrwałych w Jaroszowie w oparciu o badania palinologiczne (praca magisterska). Arch. Inst. Nauk Geol. UW, Wrocław.
- Grabowska I., 1971 — Orzeczenie na podstawie analizy sporowo-pyłkowej 48 próbek z 16 wierceń z arkuszy Legnica i Wałbrzych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Grabowska I., 1973 — Wyniki badań palinologicznych dalszych prób z wierceń ark. Legnica i Wałbrzych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Grocholski A., 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienia wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta Univ. Wratisl.*, **378**, *Pr. Geol.-Miner.*, **6**.

- Grocholski A., 1982 — Serie krystaliczne bloku przedsudeckiego i związane z nimi perspektywy surowcowe. *Biul. Inst. Geol.*, 341.
- Gunia T., 1968 — Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzi. *Geol. Sudet.*, **4**.
- Haydukiewicz A., 1987 — Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. W: Przew. 58. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wałbrzych, 17–19 września.
- Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1986 — Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części Bolkowa (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **21**, 1.
- Haydukiewicz A., Olszewski S., Porębski S., Teisseyre A., 1982 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Wałbrzych (77). Inst. Geol., Warszawa.
- Haydukiewicz A., Olszewski S., Porębski S., Teisseyre A., 1985 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Wałbrzych (77). Inst. Geol., Warszawa.
- Janeczek J., 1985 — Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka. *Geol. Sudet.*, **20**, 3.
- Janeczek J., 2007 — Intragranitic pegmatites of the Strzegom-Sobótka massif – an overview. W: (Kozłowski A., Wiszniewska J., red.) Granitoids in Poland. *Arch. Miner. Monograph.*, **39**, 1.
- Jaworska Z., 1975 — Wyniki badań palinologicznych utworów trzeciorzędowych bloku przedsudeckiego. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Jerzmański J., 1965 — Geologia północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia na tle budowy geologicznej. *Biul. Inst. Geol.*, 185.
- Jerzmański J., 1970 — Neue Ergebnisse im westlichen Teil des Blok przedsudecki. *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, **15**.
- Jerzmański J., 1972 — Starszy paleozoik w okolicach Goczałkowa. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- Jerzmański J., Teller L., 1971 — The Lower Ludlovian in borehole Biskupin IG-1 (western part of the Fore-Sudetic Block). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. de la Terre*, **19**, 3.
- Kądziałko-Hofmokl M., Jeleńska M., Aifa T., Edel J.B., Żelaźniewicz A., 1999 — Paleomagnetism and remagnetization of Upper Devonian synorogenic clastic sediments from the Pogorzała Formation (Świebodzi Depression, West Sudetes, Poland). *Geol. Sudet.*, **32**, 2.
- Kondracki J., 2009 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kornaś I., 1974 — Stratygrafia utworów syluru z obszaru Gór Kaczawskich i bloku przedsudeckiego na podstawie fauny graptolitowej. Sylur z rejonu Bolkowa i Wlenia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Kornaś I., 1977 — Problemy litostratygraficzne dolnego syluru w Sudetach Zachodnich. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. *Kwart. Geol.*, **21**, 2.
- Kościełniak A., Wanat B., 1974 — Badania palinologiczne osadów trzeciorzędowych w Polsce. *Komunikaty Inst. Geotechn. Polit. Wrocł.*, **57**.
- Kozdrój W., Ihnatowicz A., Badura J., Ciszek D., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bolków (797) (wraz z Objasnieniami). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kozdrój W., Ihnatowicz A., Przybylski B., 2005 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Złotoryja (759). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kozdrój W., Ihnatowicz A., Przybylski B., 2012 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Złotoryja (759). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Kozdrój W., Skowronek A., 1999 — Early Palaeozoic lithostratigraphy of the Góry Kaczawskie (Mts) metamorphic complex. W: (Brause H., Hoth K., red.) Tagungsband zur 8. Jahrestagung in Görlitz 1999 zu Hauptthema Westsudeten Exkurs. F. u. Veröfftl. Gesellschaft GGW, Berlin.
- Kozdrój W., Turniak K., Tichomirowa M., Bombach K., Ziółkowska-Kozdrój M., 2006 — Cambrian stages of magmatic activity in Kaczawa metamorphic complex (West Sudetes, SW Poland) – new evidence from zircon Pb-evaporation datings. *Miner. Pol. Spec. Papers*, **29**.
- Kräusel R., 1920a — Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, 1. *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **39**, 1.
- Kräusel R., 1920b — Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, 2. Braunkohlenholzer. *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **39**, 1.
- Kryza R., Kulczyński M., 2001 — Variscan molasse and its metamorphic basement: Świebodzice basin, Polish Sudetes. W: European Union of Geosciences XI. Strasbourg (France), 8th April–12th April 2001. Abstract Volume. France.
- Kryza R., Muszyński A., 2003 — Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich – fragment waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej. W: (Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. Wind. Wojewoda J., Wrocław.
- Krzyszowski D., 1991 — The neotectonic evolution and uplift of the Middle Sudetan Mts near Świebodzice, SW Poland. *Bull. INQUA Neotect. Comm.*, **14**.
- Krzyszowski D., 1992 — Zaburzenia osadów plejstocénskich na bezpośrednim przedpolu krawędzi Sudetów (rów Roztoki-Mokreszowa). W: (Krzyszowski D., Migoń M., Sroka W., red.) Neotektoniczne aspekty rozwoju geomorfologicznego dolin rzecznych i stożków aluwialnych w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego. Przew. Konf. Teren. Wrocław.
- Krzyszowski D., 1993 — Sedymentacja fluwialna, glacyfluwialna i glacialna w dorzeczu Strzegomki na Przedgórzu Sudeckim. W: (Mastalerz K., Raczynski P., Koszela L., Kurowski L., Krzyszowski D., red.) Baseny sedymentacyjne: procesy, osady, architektura. Przew. 2. kraj. spotkania sedymentologów. Wrocław, 4–7 września.
- Krzyszowski D., 1994 — Późnokenozoiczny rozwój sudeckiego uskoku brzeżnego i neotektoniczna ewolucja basenów sedymentacyjnych w jego sąsiedztwie (nowy projekt badawczy). *Acta Univ. Wratisl.*, **1702**, Pr. Inst. Geogr., Ser. A, Geogr. Fiz., **7**.
- Krzyszowski D., 2001 — Neogene and Pleistocene stratigraphy and paleogeography of the northern foreland of the Strzegom Hills, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. W: (Krzyszowski D., red.) Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland. Wind. Wojewoda J., Wrocław.
- Krzyszowski D., Alexandrowicz W.P., Bluszcz A., Choma-Moryl K., Czeczuga B., Hercman H., Jędrysek M.O., Kuszell T., Nawrocki J., Pazdur A., 1999 — Chronologia zmian warunków sedymentacji vistuliańskich osadów jeziornych w Jaroszowie (Chronology of variations of sedimentation conditions of Vistulian lake sediments in Jarosów). W: (Pazdur A., Bluszcz A., Stankowski W., Starke L., red.) Geochronology of the Upper Quaternary in Poland in the light of radiocarbon and luminescence dating. Wind. Wojewoda J., Wrocław.
- Krzyszowski D., Alexandrowicz W.P., Bluszcz A., Choma-Moryl K., Goslar T., Hercman H., Jędrysek M.O., Nawrocki J., Pazdur A., 2001 — Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments at Jarosów, southwestern Poland. W: (Krzyszowski D., red.) Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland. Wind. Wojewoda J., Wrocław.

- Krzyszowski D., Allen P., 2001 — Quaternary stratigraphy and sediment deformation of the Jarosów zone, Sudetic Foreland, southwestern Poland. W: (Krzyszowski D., red.) Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland. Wyd. Wojewoda J., Wrocław.
- Krzyszowski D., Biernat J., 1998 — Terraces of the Bystrzyca river valley, Middle Sudetes, and their deformation along the Sudetic Marginal Fault. *Geol. Sudet.*, **31**, 2.
- Krzyszowski D., Bowman D., 1997 — Neotectonic deformation of Pleistocene deposits along the Sudetic Marginal Fault, southwestern Poland. *Earth Surf. Proc. Landform.*, **22**, 6.
- Krzyszowski D., Czech A., 1995 — Kierunki nasunięć lądolodu plejstoceńskiego na północnym obrzeżeniu Wzgórz Strzegomskich, Przedgórze Sudeckie. *Prz. Geol.*, **43**, 8.
- Krzyszowski D., Migoń P., Sroka W., 1995 — Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Fol. Quatern.*, **66**.
- Krzyszowski D., Pijet E., 1993 — Morphological effects of Pleistocene fault activity in the Sowie Mts., southwestern Poland. *Z. Geomorph., Supplem.*, **94**.
- Krzyszowski D., Przybylski B., Badura J., 1998 — Late Cainozoic evolution of the Nysa Kłodzka river system between Kłodzko and Kamieniec Ząbkowicki, Sudetes Mts, southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, **31**, 2.
- Krzyszowski D., Przybylski B., Badura J., 2000 — The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). *Geomorphology*, **33**, 3.
- Krzyszowski D., Stachura R., 1998 — Late Quaternary valley formation and neotectonic evolution of the Wałbrzych upland, Middle Sudeten Mts, Southwestern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **68**, 1.
- Kulczyński M., Burliga S., 2004 — Sedimentary breccias from the contact zone between the Świebodzice Depression and the Cieszów Unit (Sudetes). *Miner. Soc. Pol., Spec. Papers*, **24**.
- Kulczyński M., Klara G., Kryza R., Burliga S., 2002 — Geochemistry of mafic pebbles from molasse of the Świebodzice and Intra-Sudetic basins, SW Poland: preliminary results. *Miner. Soc. Pol., Spec. Papers*, **18**.
- Kural S., 1960 — Uwagi o występowaniu kaolinów w okolicy Rożtoku. *Prz. Geol.*, **8**, 4.
- Kural S., 1964 — Uwagi o występowaniu surowców ilastych na Dolnym Śląsku. *Kwart. Geol.*, **8**, 4.
- Kural S., 1966 — Wstępny komunikat o zasięgu, wykształceniu i reliefie pod utworami kenozoicznymi zachodniej części masywu granitowego Strzegom-Sobótka. *Kwart. Geol.*, **10**, 4.
- Kural S., 1968 — Uwagi na temat budowy geologicznej rejonu Jawora. *Kwart. Geol.*, **12**, 4.
- Kural S., 1972 — Uwagi o czwartorzędzie między Jaworem a Strzegomiem. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- Kural S., 1976 — Uwagi o utworach permskich i kenozoicznych okolic Rożtoku. *Kwart. Geol.*, **20**, 4.
- Kural S., 1979 — Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 313.
- Kural S., 1982a — Charakterystyka geologiczno-surowcowa rejonu Strzegomia. W: (Kozłowski, S., red) Surowce kaolinowe. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kural S., 1982b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Strzegom (51). Inst. Geol., Warszawa.
- Kural S., 1982c — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Strzegom (51). Inst. Geol., Warszawa.
- Kural S., Morawski T., 1968 — Strzegom-Sobótka granitic massif. *Biul. Inst. Geol.*, 227.
- Kural S., Teisseyre H., 1978a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Rożtoku (50). Inst. Geol., Warszawa.
- Kural S., Teisseyre H., 1978b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Rożtoku (50). Inst. Geol., Warszawa.

- Kuszell T., 1980 — Trzy nowe stanowiska z interglacjału eemskiego na Dolnym Śląsku. *Geol. Sudet.*, **15**, 1.
- Kuszell T., 2001 — Middle and Late Weichselian flora at Jarosów, southwestern Poland. W: (Krzyszowski D., red.) Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland. Wind. Wojewoda J., Wrocław.
- Łopianowski S., 1922 — Zur Tektonik des Granit – masivs von Striegau–Zobten. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.*, **89**.
- Maciejewski S., 1973 — Granity środkowej części masywu strzegomskiego w świetle badań petrograficznych. *Kwart. Geol.*, **17**, 4.
- Maciejewski S., 1975 — Skały krystaliczne środkowej części Masywu Strzegomskiego w świetle badań petrograficznych. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski*, Wrocław.
- Maciejewski S., Morawski T., 1975 — Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. *Kwart. Geol.*, **19**, 1.
- Majerowicz A., 1966 — Granitoidy z Łażan koło Żarowa i fragmenty ich osłony. *Arch. Miner.*, **26**, 1–2.
- Majerowicz A., 1972 — Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. Studium petrologiczne. *Geol. Sudet.*, **6**.
- Majerowicz A., 1985 — Zarys petrologii skał osłony masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka. *Petrologia skał masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka i jego osłony*. Mat. Sesji Nauk. Wrocław, 20–21 września.
- Mastalerz K., Wojewoda J., 1993 — Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene PreKaczawa fan, SW Poland. *Alluvial Sediment. Spec. Publ.*, **17**.
- Migoń P., 1993 — Geomorphological characteristics of mature fault-generated range fronts, Sudetes Mts, southwestern Poland. *Z. Geomorph., Supplemen.*, **94**.
- 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 P., 1995 — Geomorfologiczne kryteria identyfikacji zdegradowanych krawędzi tektonicznych w Sudetach. *Prz. Geol.*, **43**, 1.
- Migoń P., 1997 — Crystalline rock inselbergs in southwestern Poland. Origin and palaeoenvironmental significance. *Acta Univ. Wratisl.*, **1872**, *Stud. Geogr.*, **66**.
- Migoń P., 1999 — Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie). *Prz. Geol.*, **47**, 10.
- Migoń R., Krzyszowski 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**, 2.
- Migoń P., Łach J., 1998 — Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic Marginal Fault, southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, **31**, 2.
- Muszyński A., 1994 — Kwaśne skały metawulkanogeniczne środkowej części Gór Kaczawskich. *UAM Ser. Geologia*, **15**.
- Mühlen L. zur, 1923 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Staaten, Blatt Striegau. *Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Mühlen L. zur, 1925 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Staaten, Blatt Striegau. *Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 2. Inst. Geol., Warszawa.
- Oberc J., 1982 — Rozwój waryscydów południowej części strefy kaczawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **341**.
- Oberc J., Dyjor S., 1969 — Uskok sudecki brzeżny. *Biul. Inst. Geol.*, **236**.
- Pagaczewski J., 1972 — Katalog trzęsień ziemi w Polsce 1000–1970. *Mater. Pr. Inst. Geofiz. PAN*, **51**.

- Pendias H., 1956 — Granit strzegomski w okolicy Kostrzy i Borowa. *Biul. Inst. Geol.*, 112.
- Pin C., Puziewicz J., Duthou J.L., 1988 — Studium izotopowe Rb-Sr oraz Sm-Nd masywu granitowego Strzegom-Sobótka. W: Mat. Konf. Petrologia i geologia fundamentu waryscyjskiego polskiej części Sudetów. Wyniki współpracy między UW i Clermont-Perrand.
- Podstolski R., 1970 — Spękania ciosowe masywu granitowego Strzegom-Sobótka. *Kwart. Geol.*, **14**, 1.
- Porębski S.J., 1981 — Sedymencja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzie (Sudety Zachodnie). Świebodzie succession (Upper Devonian-lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex. *Geol. Sudet.*, **16**, 1.
- Porębski S.J., 1990 — Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the Upper Devonian – Lower Carboniferous Świebodzie succession. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3.
- Przybylski B., Badura J., 1997 — Czwartorzędowe ruchy tektoniczne na uskoku sudeckim brzeżnym w rejonie Gór Bardzkich i Złotych. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **53**.
- Puziewicz J., 1985 — Petrologia skał masywu granitowego Strzegom-Sobótka. W: Mat. do sesji nauk. Petrologia skał masywu granitowego Strzegom-Sobótka i jego osłony (maszynopis).
- Puziewicz J., 1990 — The Strzegom-Sobótka granitoid massif. The state of investigations. *Arch. Miner.*, **45**, 1–2.
- Puziewicz J., Wojewoda J., 1984 — Origin of load structures and graded beddings of dark minerals in the Strzegom granites (SW Poland) – A sedimentological and petrological approach. *Neues Jahrb. Miner., Monatsh.*, **8**.
- Raniecka-Bobrowska J., 1964 — Opracowanie palinologiczne próbek z obszaru Jawora. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Raniecka-Bobrowska J., 1970 — Stratygrafia młodszego trzeciorzędu Polski na podstawie badań paleobotanicznych. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Sadowska A., 1977 — Roślinność i stratygrafia górnomiocennych pokładów węgla Polski południowo-zachodniej. Vegetation and stratigraphy of Upper Miocene coal seams of the south-western Poland. *Acta Palaeobot.*, **18**, 1.
- Sadowska A., 1987 — Badania palinologiczne profili otworów wiertniczych z obszaru Jaroszewskiego Okręgu Eksploatacji Glin Ogniotrwałych i Surowców Kaolinowych. Arch. Inst. Nauk Geol. UW, Wrocław.
- Sadowska A., Dyjor S., Grodzicki A., Kuszell T., 1974 — Wyniki badań stratygraficznych z otworów w rejonie Świdnicy, Świebodzie, Jaworzyny Śląskiej i Strzegomia. Arch. Inst. Nauk Geol. UW, Wrocław.
- Sałaciński R., 1978 — Mineralizacja kruszcowa i jej geneza w granitoidowym masywie strzegomskim. *Biul. Inst. Geol.*, 308.
- Schenk V., Cacoń S., Bosy J., Kontny B., Kottner P., Schenková Z., 2002 — The GPS geodynamic network East Sudeten. Five Annual Campaigns (1997–2001), data processing and results. *Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A*, **20**, 124.
- Schenk V., Cacoń S., Schenková Z., Kottner P., Grygar R., 1998 — Regional geodynamic network Silesia (the eastern Sudeten area, the Czech Republic and Poland). Its relation to river dams. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 16, Luksemburg.
- Schwarzbach M., 1939 — Die Tektonik des Bober-Katzbach Gebirges. *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Cult., Naturwiss.-med.*, **113**.
- Schwarzbach M., 1942 — Das Diluvium Schlesiens. *Neues Jahrb. Miner.*, **86**.
- Seston R., Winchester J.A., Piasecki M.A.J., Crowley Q.G., Floyd P.A., 2000 — A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc., London.*, **157**.

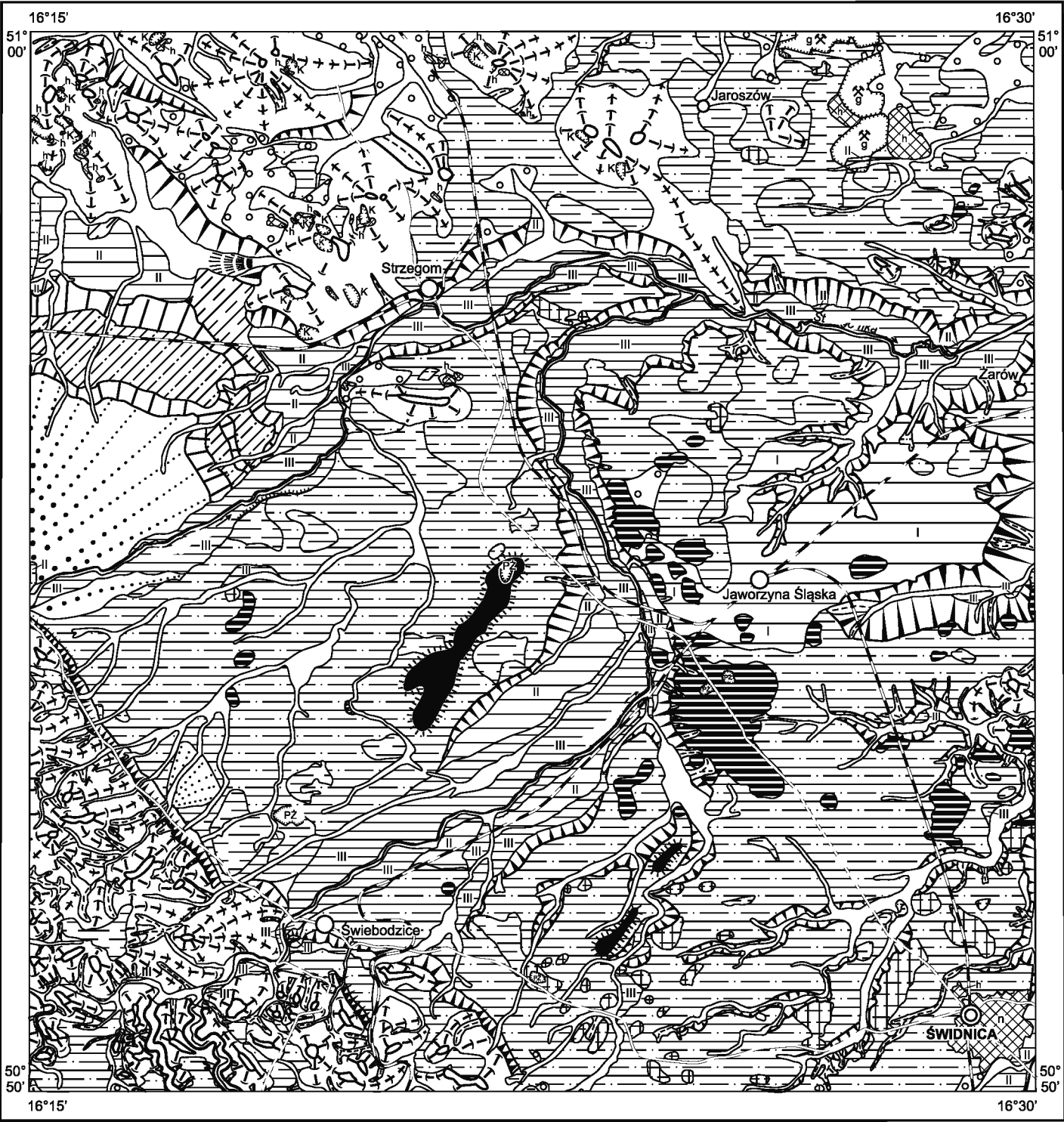
- Smulikowski W., 1996 — Metabazyty południowej części Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego i ich znaczenie dla odtworzenia metamorficznej ewolucji kompleksu wschodnich Karkonoszy. *Pr. Spec. Pol. Tow. Miner.*, **8**.
- Sroka W., 1992 — Czwartorzędowa aktywność sudeckiego uskoku brzeżnego w świetle analizy morfometrycznej. W: (Krzyszkowski, D., Migoń M., Sroka W., red.) Neotektoniczne aspekty rozwoju geomorfologicznego dolin rzecznych i stożków aluwialnych w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego. Przew. Konf. Teren., Wrocław.
- Sroka W., 1997 — Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej. *Acta Univ. Wratisl.*, **1939**, *Pr. Geol.-Miner.*, 58.
- Stromwasser E., Mydłowski A., 2015a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sobótka (799). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Stromwasser E., Mydłowski A., 2015b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sobótka (799). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Szczepankiewicz S., 1952 — Rola utworów plejstocénskich w rzeźbie Równiny Świdnickiej, *Czas. Geogr.*, **21/22**.
- Szczepankiewicz S., 1961 — The plains of Wrocław and Świdnica and the edge of the Sudetes. W: 6th INQUA Congress. Guide Book of Excursion B, The Sudetes. Polska, sierpień-wrzesień.
- Szczepankiewicz S., 1962 — Kilka uwag o przebiegu sedymentacji czwartorzędowej na Równinie Świdnickiej. *Czas. Geogr.*, **33**, 1.
- Szczepankiewicz S., 1963 — Zagadnienie wieku moren dennych w Sudetach. *Acta Univ. Wratisl.*, **9**, *Stud. Geogr.*, 1.
- Szczepankiewicz S., 1975 — Jarosów. Stratygrafia i paleogeografia czwartorzędu w strefie przedsudeckiej oraz granica czwartorzęd-trzeciorzęd. W: Przew. sesji nauk. Rzeźba i czwartorzęd Polski południowo-zachodniej. Wrocław, 25–27 września.
- Szczepankiewicz S., 1989 — Ziemie południowo-zachodniej Polski – morfogeneza i dzieje czwartorzędowe. *Acta Univ. Wratisl.*, **1029**, *Stud. Geogr.*, 47.
- Szepietowska H., 1985a — Dodatek nr 1 w kat B + C1 + C2 do Kompleksowej dokumentacji geologicznej złoza glin ogniotrwałych Rusko-Jarosów w kat. B – część złożowa. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Szepietowska H., 1985b — Perspektywy surowcowe Jarosowskiego Okręgu Eksploatacji Surowców Skalnych na tle konfiguracji podłoża podtrzeciorzędowego. Konf. Ocena bazy gospodarki surowcami ilastymi. Wyd. SIT Górnictwa, Wrocław.
- Szynkiewicz A., Burdukiewicz J.M., 1994 — Zagadnienia stratygrafii stanowisk paleolitycznych w Rusku, gm. Strzegom. *Śl. Spraw. Arch.*, **35**.
- Teisseyre H., 1952 — Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 62.
- Teisseyre H., 1956 — Sedymentacja górnego dewonu Pogorzała i Witoszowa (Sudety środkowe). *Acta Geol. Pol.*, **6**, 3.
- Teisseyre H., 1960 — Karbon dolny Sudetów Środkowych. *Ann. Silesiae*, **1**.
- Teisseyre H., 1968 — Stratigraphy and tectonics of the Świebodzice Depression. *Biul. Inst. Geol.*, 222.
- Teisseyre H., 1972 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Stare Bogaczowice (64). Inst. Geol., Warszawa.
- Teisseyre H., 1973 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Stare Bogaczowice (64). Inst. Geol., Warszawa.
- Teisseyre H., 1976 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Bolków (49). Inst. Geol., Warszawa.

- Teisseyre H., 1977 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Bolków (49). Inst. Geol., Warszawa.
- Teisseyre H., Gawroński O., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Świebodzice (65). Inst. Geol., Warszawa.
- Thompson R.N., 1984 — Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. *Proc. Geol. Assoc.*, **95**, 3.
- Turniak K., Mazur S., Fanning M., Broecker M., 2005 — A record of multi-phase Proterozoic and Palaeozoic magmatism in the Central Sudetes, N Bohemian Massif, revealed by SHRIMP zircon dating. *Pr. Spec. Pol. Tow. Miner.*, **26**.
- Turniak K., Broecker M., 2002 — Age of the two-mica granite from the Strzegom-Sobótka Massif – new data from U/Pb monazite and xenotime study. *Pr. Spec. Pol. Tow. Miner.*, **20**.
- Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1977 — Jurezyce–Rzeszówek. Struktury sedymentacyjne i fauna w ordowickich utworach fliszowych. Utworyolistostromowe dolnego karbonu (?). W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentologii i tektoniki metamorfizmu kaczawskiego. Mat. Konf. Teren., Złotoryja. UWr, Wrocław.
- Urbański K., Różański P., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wądroże Wielkie (761) (wraz z Objąsneniami). Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Urry W.D., 1936 — Ages by the helium method: II post-Keweenawian. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **47**, 8.
- Walczak-Augustyniak M., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Świdnica (66). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Walczak-Augustyniak M., Szałamachowa M., Szałamacha J., 1992 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Świdnica (66). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winchester J.A., Floyd P.A., 1977 — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**.
- Wiśniewski A., Wojtal P., Krzemińska A., Zych J., Przybylski B., Badura J., Cisek D., 2009 — Unikalne stanowisko szczątków mamuta na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, **57**, 3.
- Wojewoda J., Migoń P., Krzyszkowski D., 1995 — Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane fragmenty. W: Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wrocław, 21–24 września.
- Wójcik J., 1996 — Transgresja lądolodu zlodowacenia Środkowopolskiego w Sudety. *Prz. Geol.*, **44**, 6.
- Zeuner F., 1928 — Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Universitätsverlag von Robert Noske, Borna-Lipsk.
- Żelaźniewicz A., 1997 — The Sudetes as Palaeozoic orogen in Central Europe. *Geol. Mag.*, **134**, 5.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Świdnica (798)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Tarasy kemowe

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne
- Doliny przełomowe
- Krawędzie wysoczyzny
- Dolinki i młode rozcięcia erozyjne
- Stożki napływowe

Formy denudacyjne

- Stoki grzbietów i zbocza dolin
- Równiny (powierzchnie) denudacyjne
- Wzgórza morenowe przekształcone
- Długie stoki
- Łagodne stoki
- Powierzchnie stożków (piedmontowych)

Formy nieoznaczonej lub różnej genezy

- Wysoczyzny płaskie, gliniaste (przekształcona wysoczyzna morenowa)
- Wierzchołki, spłaszczenia grzbietowe i stokowe
- Grzbiety i załomy stoków

Formy o założeniach tektonicznych

- Krawędzie o założeniach tektonicznych

Formy antropogeniczne

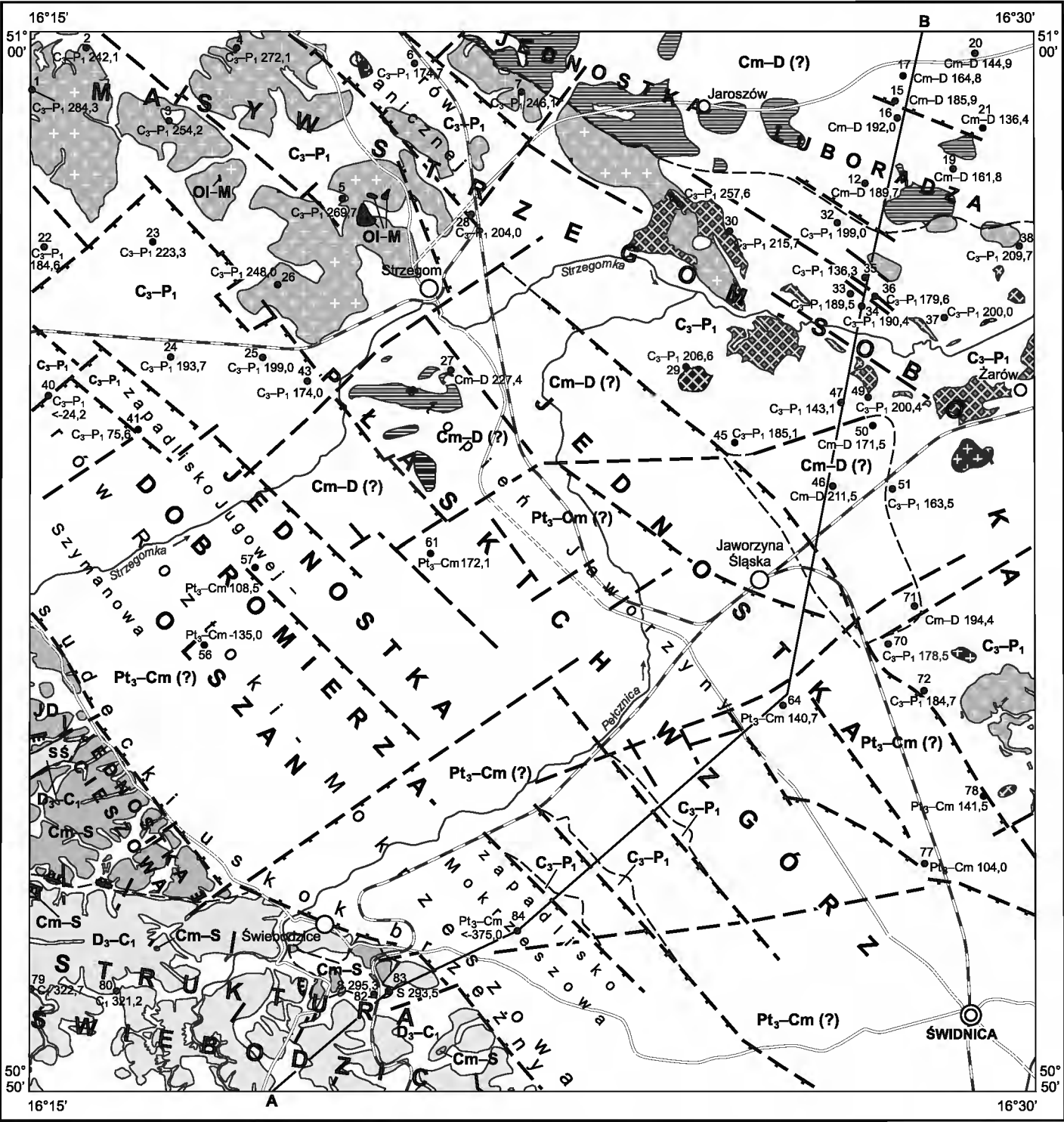
- Kamieniołomy (K), piaskownie-żwirownie (PŻ)
- Wyroby kopalni odkrywkowych glin ogniotrwałych
- Hałdy (h), nasypy (n)

Opracował: B. PRZYBYLSKI

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Świdnica (798)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



PALEOGEN-NEOGEN	OLIGOCEN-MIOCEN	OI-M	Bazalty, tufy i brekcje wulkaniczne
KARBON-PERM	KARBON GÓRNY-PERM DOLNY	C ₃ -P ₁	Granity, granodiority i żyły kwarcowe masywu Strzegom-Sobótka
DEWON-KARBON	DEWON GÓRNY-KARBON DOLNY	D ₃ -C ₁	Piaskowce, zlepieńce, mułowce i brekcje (tektoniczne) struktury Świebodzic
KAMBR-DEWON (?)		Cm-D(?)	Łupki metamorficzne, fyllity, zieleńce oraz amfibolity okrywy masywu Strzegom-Sobótka
KAMBR-SYLUR		Cm-S	Łupki metamorficzne, fyllity, zieleńce, spility, metatrachity, kataklazyty i mylonity strefy metamorfizmu kaczawskiego
PROTEROZOIK-KAMBR (?)	NEOPROTEROZOIK-KAMBR (?)	Pt ₃ -Cm(?)	Łupki metamorficzne, gnejsy, amfibolity i skarny południowo-wschodniej okrywy masywu Strzegom-Sobótka

Wychodnie utworów podłoża podkenozoicznego na powierzchni terenu

	Bazalty, tufy i brekcje wulkaniczne
	Skały masywu Strzegom-Sobótka
	Skały masywu Strzegom-Sobótka objęte procesami kaolinityzacji
	Skały osadowe i brekcje (tektoniczne) struktury Świebodzice
	Skały metamorficzne okrywy masywu Strzegom-Sobótka
	Skały metamorficzne strefy metamorfizmu kaczawskiego

---	Granice geologiczne
—	Uskoki pewne
— a —	Uskoki przypuszczalne: a. o określonym kierunku zrzutu,
— b —	b. o nieokreślonym kierunku zrzutu
	Granice nasunięć

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Pt₃-Cm – neoproterozoik–kambr, S – sylur, Cm-D – kambr–dewon, C₁ – karbon dolny, C₃-P₁ – karbon górny–perm dolny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od kenozoiku lub rzędną zakończenia otworu w utworach kenozoicznych, w m n.p.m.)

A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

SS – struktura Świebodzic
JD – jednostka Dobromierza

Opracował: B. PRZYBYLSKI