



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

KRZYSZTOF URBAŃSKI, PAWEŁ RÓŻAŃSKI

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionu sudeckiego — S. CWOJDZIŃSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Wądroże Wielkie (761)
(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: Krzysztof URBAŃSKI, Paweł RÓŻAŃSKI
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski we Wrocławiu
ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Agnieszka PRZYGODA

ISBN 978-83-7863-635-9

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2016

Przygotowanie wersji cyfrowej: Jadwiga GAC-JACHOWICZ, Włodzimierz OGRODOWCZYK

SPIS TREŚCI

| | |
|---|----|
| I. Wstęp | 5 |
| II. Ukształtowanie powierzchni terenu | 7 |
| III. Budowa geologiczna | 9 |
| A. Stratygrafia | 9 |
| 1. Neoproterozoik–kambr dolny | 10 |
| 2. Ordowik–dewon | 12 |
| 3. Sylur | 13 |
| 4. Dewon–karbon | 15 |
| a. Dewon–karbon dolny | 15 |
| 5. Karbon–perm | 15 |
| a. Karbon górny–perm dolny | 15 |
| 6. Paleogen | 17 |
| 7. Paleogen-neogen | 19 |
| a. Oligocen–miocen | 19 |
| Oligocen–miocen dolny | 19 |
| 8. Neogen | 20 |
| a. Miocen | 20 |
| Miocen dolny–miocen środkowy | 20 |
| b. Miocen–pliocen | 22 |
| Miocen środkowy–pliocen | 22 |
| Miocen górny–pliocen | 23 |
| 9. Neogen-plejstocen nierozdzielony | 24 |
| 10. Czwartorzęd | 25 |
| a. Plejstocen | 25 |
| Plejstocen dolny–złodowacenia południowopolskie | 25 |
| Złodowacenia środkowopolskie | 27 |
| Złodowacenie północnopolskie | 28 |
| b. Czwartorzęd nierozdzielony | 29 |
| c. Holocen | 29 |

| | |
|---|----|
| B. Tektonika. | 30 |
| C. Rozwój budowy geologicznej | 33 |
| IV. Podsumowanie | 37 |
| Literatura | 38 |

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Teren arkusza Wądroże Wielkie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) został opracowany w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego i w Przedsiębiorstwie Geologicznym we Wrocławiu „Proxima” S.A. w latach 2007–2009, na podstawie arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 (SMGS): Wądroże Wielkie (Berezowska, Berezowski, 1979), Goczałków (Kural, Jerzmański, 1974), Udanin (Kural, 1986), Tyniec Legnicki (Berezowska, Berezowski, 1981). Do wykonania opracowania wykorzystano również archiwalne dokumentacje geologiczne i opisy profili otworów wiertniczych wykonanych na obszarze arkusza. Materiały dokumentacyjne wraz ze skróconymi opisami profili otworów zostały przygotowane przez J. Jodłowskiego z Przedsiębiorstwa Geologicznego we Wrocławiu „Proxima” S.A. Zebrano i przeanalizowano łącznie około 657 archiwalnych profili otworów wiertniczych. Na mapie geologicznej zamieszczono 235 otworów z najbardziej reprezentatywnymi profilami. Dokonano analizy wydzielen geologicznych utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych głównie pod kątem ich zgodności z elementami rzeźby terenu, wykorzystując podkład topograficzny w skali 1:50 000 w układzie 42 i mapy topograficzne w skali 1:10 000 w układzie 65. Analizę geomorfologiczną wykonano wykorzystując mapy cieniowanego reliefu wygenerowane w programie Surfer, na podstawie cyfrowego modelu terenu. Mapa geologiczna została zweryfikowana na podstawie nowych otworów wiertniczych. Dokonano również analizy dostępnych archiwalnych materiałów terenowych z arkuszy SMGS wchodzących w skład omawianego obszaru. Nie prowadzono terenowych prac geologicznych, wykorzystano jedynie wyniki prac geologicznych prowadzonych w związku z modernizowaniem autostrady A-4 (Badura i in., 2003a; Urbański, 2007).

Teren arkusza Wądroże Wielkie wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: 51°00' i 51°10' szerokości geograficznej północnej i 16°15' i 16°30' długości geograficznej wschodniej.

Zgodnie z obecnie obowiązującym podziałem administracyjnym omawiany obszar należy do województwa dolnośląskiego, powiatów: jaworskiego, legnickiego i średzkiego. Obejmuje gminy: Wądroże Wielkie, Paszowice, Mściwojów, Męcinka, Udanin, Ruja.

Pod względem geograficznym przeważająca część badanego terenu znajduje się na obszarze Niziny Śląskiej, a w węższym ujęciu Równiny Chojnowskiej, Równiny Legnickiej i Wysoczyzny Średzkiej. Jego południowo-zachodni fragment leży na obszarze przedgórze sudeckiego w obrębie Wzgórz Strzegomskich. Charakterystycznym elementem krajobrazu Wzgórz Strzegomskich są kamieniołomy granitu. W Rogoźnicy znajdują się trzy czynne kamieniołomy: Rogoźnica, Rogoźnica Las, Rogoźnica Południe. W Mikołajowicach na południe od masywu Wądroża Wielkiego eksploatowane jest złożo bazaltu. W Taczalinie znajduje się kopalnia kwarcu żyłowego. Przy południowej granicy obszaru badań występują nieczynne kopalnie glin kaolinowych należące do złóż w Jaroszowie. W Mściwojowie są eksploatowane złoża piasków i żwirów wodnolodowcowych.

Obszar arkusza obejmuje gęsto zaludnione tereny rolnicze z dobrze rozwiniętą siecią dróg. Gleby należą do typu brunatnoziemnych i płowych gliniastych. Nie występują na tym terenie ośrodki miejskie. W środkowej części badanego terenu odsłaniają się wychodnie skał podłoża krystalicznego należące do kompleksu metamorficznego Gór Kaczawskich. Kompleks ten jest zbudowany z paleozoicznych (kambr? /ordowik–dolny karbon) serii skał osadowo-wulkanicznych, które stanowią fragment waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej (Baranowski i in., 1987, 1990; Collins i in., 2000; Kryza, Muszyński, 2003). Niezbyt liczne znaleziska fauny, podobna litologia różnowiekowych odmian skalnych i skomplikowana tektonika spowodowały istotne różnice w proponowanych schematach litologiczno-stratygraficznych i ścieżkach ewolucji geotektonicznej (Teisseyre, 1963, 1967; Oberc, 1982; Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Kryza, Muszyński, 1992, 2003; Furnes i in., 1994; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2002). Skały metamorfiku kaczawskiego w szerszym ujęciu należą do wschodniego przedłużenia strefy sakso-turyngijskiej orogenu waryscyjskiego (Franke i in., 1993; Żelaźniewicz, 1997, 2003; Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Aleksandrowski i in., 2000; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001).

W południowo-wschodniej części terenu arkusza znajduje się masyw granitowy Strzegom-Sobótka. W jego obrębie prace geologiczne prowadzili: Jerzmański (1965, 1970, 1972), Oberc (1972) i Majerowicz (1966), Closs (1922), Łopianowski (1922), Pendias (1956), Kural i Morawski (1968), Podstolski, (1970), Majerowicz (1972, 1985); Maciejewski (1973), Maciejewski i Morawski (1975), Puziewicz (1988, 1990), Janeczek (2007) oraz Domańska-Siuda (2007).

W rejonie Wądroża Wielkiego odsłaniają się gnejsy. Ich wiek ostatnio udokumentowany przez Żelaźniewicza i innych (2004) okazał się starszy niż do tej pory uważano, poprzez analogię z gnejsami izerskimi (Cymerman, 2002).

Problematyką powstawania pokryw regolitów i związanych z nimi surowców kaolinowych na obszarze masywu strzegomskiego i w jego obrzeżeniu zajmowali się: Kural (1964, 1979), Gawroński (1982) i Migoń (1997).

Stratygrafię, tektonikę i wykształcenie facjalne utworów paleogenu i neogenu badali: Oberc i Dyjor (1969), Grocholski (1977), Dyjor i Kuszell (1977), Kural (1979), Dyjor (1983), Dyjor i inni (1995). Wystąpienia kenozoicznych wulkanitów na badanym terenie omówili w swoich pracach: Birenmajer (1967), Grocholski (1977), Kural (1979), Birkenmajer i innych (2004) oraz Badura i inni (2005). Zagadnień czwartorzędowej aktywności tektonicznej dotyczą prace: Krzyszkowskiego (1991), Sroki (1992), Badury i innych (2002, 2003a i b). Sedymentacją rzeczną i glacialną, deformacją osadów oraz stratygrafią i paleogeografią utworów czwartorzędowych zajęli się w swoich pracach: Szczepankiewicz (1952, 1961, 1962), Dyjor i Kuszell (1977), Kuszell (1980, 2001), Brodzikowski (1984), Brodzikowski i Van Loon (1984), Szynkiewicz i Burdukiewicz (1984), Dyjor i inni (1995), Krzyszkowski (1992, 1993, 2001), Krzyszkowski i Czech (1995), Wójcik (1996) oraz Krzyszkowski i inni (1999, 2001).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Wądroże Wielkie należy do trzech jednostek fizyczno-geograficznych wydzielanych przez Kondrackiego (2002). Część środkową obszaru zajmują Wzgórza Strzegomskie, zachodnia należy do Równiny Chojnowskiej a wschodnia do Wysoczyzny Średzkiej. Rzeźba powierzchni terenu na obszarze arkusza charakteryzuje się wyraźną przewagą form denudacyjnych i erozyjnych nad akumulacyjnymi.

Na badany obszar trzykrotnie wkroczył lądolód (Badura, Przybylski, 1998). Na ukształtowanie obecnej rzeźby terenu największy wpływ wywarł pobyt ostatniego lądolodu – zlodowacenia Odry. Pozostawił on po sobie rozległe pokrywy glin zwałowych. W części południowo-wschodniej, w rejonie Udanina występuje rozległa płaska wysoczyzna morenowa przecięta doliną potoku Cichej Wody. Mniej rozległe wysoczyzny morenowe występują w rejonie Budziszowa, w części północno-wschodniej badanego obszaru w Strzałkowicach oraz przylegają do granitoidowego wystąpienia masywu Strzegomskiego w Rogoźnicy. Poszczególne płyty glin zwałowych tworzą niewielkie kulminacje, słabo zaznaczające się na tle przylegających jednostek geomorfologicznych. Wskutek wietrzenia i erozji ich krawędzie niemal całkowicie zanikły. Powierzchnie ich z reguły są płaskie lub lekko zaokrąglone. Na nich występują głązy narzutowe.

Drugą grupę jednostek geomorfologicznych stanowią formy powstałe w wyniku działalności wód fluwioglacialnych w czasie zlodowacenia Odry. Na obszarze Równiny Świdnickiej występują

różnej wielkości wzniesienia, które można interpretować jako silnie przekształcone przez erozję kemy. W rejonie Dębic, w części północno-wschodniej występuje grupa czterech wzgórz kemowych. Największy ma długość 1,5 km i szerokość około 1 km. Jego wysokość przekracza 170 m n.p.m. a wysokość względna dochodzi do 25 m. Drugie wystąpienie kemów znajduje się na południe od bloku gnejsów z Wądroża Wielkiego. Maksymalne wzniesienie w tym rejonie osiąga wysokość 20 m i długość 1 km. Kemy ponadto występują na wschód od Udanina.

Forma akumulacji szczelinowej występuje na wschodniej granicy badanego obszaru i częściowo przechodzi na arkusz Środa Śląska. Jest wyraźnie widoczna w terenie i ma wysokość od 15 do 20 m. Jej długość przekracza 2,5 km a szerokość od 200 do 450 m. Linia falista grzbietu jest wąska i kręta, generalnie przebiega w kierunku WNW–ESE. Zdaniem Berezowskiej, Berezowskiego (1981) jest to oz.

Na badanym obszarze dużą powierzchnię stanowią fragmenty pokryw wodnolodowcowych. Są to resztki stożków sandrowych porożcinane na płyty w wyniku erozji rzecznej. Znaczna część ich powierzchni jest prawie płaska. Dominują głównie w północno-wschodniej części omawianego obszaru. Na ich powierzchni występują głązy narzutowe.

W rejonie Domianowa, w środkowej części obszaru arkusza wydzielono powierzchnie równin zastoiskowych. Są to resztki pokryw zastoiskowych, które tworzyły się w czasie recesji lądolodu, gdy odpływ wód roztopowych był blokowany od południa przez wzniesienia Masywu Strzegomskiego.

Znaczna część obszaru arkusza Wądroża Wielkiego zajmują formy pochodzenia denudacyjnego.

Równiny denudacyjne są to na ogół płaskie powierzchnie z lokalnymi obniżeniami powstałymi utworzonymi przez potoki. Formy te pokrywają się z wychodniami utworów paleogenu, neogenu oraz niewielkich fragmentów pokryw gliniastych i piaszczysto-żwirowych. W wyniku procesów denudacyjnych miększe pokrywy utworów glacialnych i wodnolodowcowych zostały usunięte. W obrębie równin denudacyjnych bardziej odporne na wietrzenie skały tworzą ostańce denudacyjne. W okolicy Mikołajowic wyraźnie w rzeźbie terenu zaznaczają się wzgórza Kaptur i Polska Góra o wysokości około 15 m. Są to wulkaniczne kominy bazaltowe, bardziej odporne na wietrzenie od osadowych skał otaczających. W Taczalinie występuje wzgórze o wysokości dochodzącej do 170 m n.p.m. Jest to ostaniec związany z wychodnią żyły kwarcowej w obrębie gnejsowego masywu Wądroża Wielkiego. Pozostałe ostańce (m.in. Góra Czubka 225 m n.p.m.) występują w obrębie wychodni metamorfiku kaczawskiego.

W południowo-zachodniej części badanego obszaru występują wzgórza o kopulastych wierzchołkach i łagodnych stokach. Jest to zarazem najwyższej położona część obszaru arkusza, gdzie wysokości przekraczają 250 m n.p.m.

Pomiędzy Goczałkowem i Damianowem występują wzgórza biegnące w kierunku południowym z Górą Jagodziną (285 m n.p.m.) w części centralnej. Na północ od Marcinowic w kierunku

równoleżnikowym rozciągają się wzgórza (Góra Łupek 219,1 m n.p.m.). Wyżej wymienione formy zbudowane są ze skał paleozoicznych metamorfiku kaczawskiego z pokrywą zwietrzliny lub osadów lodowcowych. Na południu od Rogoźnicy występują najwyższe wzgórza (305,2 m n.p.m. to najwyższy położony punkt na obszarze arkusza). Wzniesienia charakteryzują się bardziej urozmaiconym reliefem i stromymi stokami. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) na ich granicy wyróżniono krawędzie o założeniach tektonicznych. Przebiegają one kierunku SW–NW. Jest to fragment wydźwigniętego tektonicznie bloku granitoidowego Strzegom–Sobótka.

W części wschodniej i północno-wschodniej omawianego obszaru występują rozległe płaskie równiny pokryte lessami.

Z form pochodzenia rzecznoego wyróżniono akumulacje tarasy nadzalewowe Wierzbiaka na wysokości od 2,0 do 6,0 m n.p. rzeki. Występują one głównie w okolicy Pawłowic Wielkich. Są to płaskie powierzchnie o szerokości do 500 m. W górnym biegu rzeki Cichej Wody zaznaczają się również tarasy nadzalewowe, ale mają już mniejszą szerokość.

Niższy taras zalewowy dolin Wierzbiaka i Cichej Wody występuje na wysokości od 0,5 do 2,0 m n.p. rzeki. Na północ od Mściwojowa holocenińska dolina Wierzbiaka ma charakter przełomu. Występują tu po stronie wschodniej strome krawędzie erozyjne.

W okolicy Pawłowic Wielkich dolina holocenińska jest najszersza, dochodzi do 500 m. Występują w jej obrębie równiny torfowe. W dolinie Cichej Wody przy północnej granicy obszaru arkusza występuje najniżej położona część badanego terenu, znajdująca się na wysokości 120 m n.p.m.

Na obszarze arkusza występują formy antropogeniczne związane z działalnością górnictwem. Na południe od Rogoźnicy znajdują się kamieniołomy granitu. W rejonie Taczalina występuje czynny kamieniołom kwarcu i łupków krzemionkowych. W Mikołajewie znajduje się kamieniołom bazaltu z zaniechaną eksploatacją. Na południe od Udanina występują glinianki z hałdami odpadów poeksploatacyjnych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Najstarsze utwory obszaru arkusza reprezentują gnejsy z jednostki Wądroża Wielkiego. Ostatnio przeprowadzone badania radiometryczne tych skał wskazują na ich neoproterozoiczno-dolnokambryjski wiek (Żelaźniewicz i in., 2004). W pobliżu Wądroża Wielkiego występuje niewielkie pole amfibolitów prawdopodobnie reprezentujące dawkę lub komin metabazytu przypuszczalnie podobnego wieku jak sąsiadujące z nimi gnejsy.

Dominującą część badanego obszaru stanowią utwory należące do dolnopaleozoicznego, metamorficznego kompleksu kaczawskiego, który tutaj reprezentowany jest przez jednostkę Luboradza. Złożona tektonika całego metamorfiku kaczawskiego przy małej ilości odsłonień (zwłaszcza stref granicznych), znalezisk faunistycznych i oznaczeń geochronologicznych powoduje, że proponowane dla poszczególnych jednostek schematy litologiczne jak i rekonstrukcje generalnego profilu stratygraficznego wciąż pozostają niejednoznaczne i czekają na dokładniejsze ustalenia (por. Teisseyre, 1963, 1967, 1976; Kornaś, 1977; Oberc, 1982; Urbanek, 1977, 1978; Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Haydukiewicz, Urbanek, 1986; Haydukiewicz, 1987a; Kryza, Muszyński, 1992, 2003; Furnes i in., 1994; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2002). Według najnowszych poglądów metamorfik kaczawski obejmuje utwory wyłącznie paleozoiczne, które stanowiły niegdyś ciągłą sekwencję osadowo-wulkaniczną wieku od kambru (?)/ordowiku po dolny karbon (Baranowski i in., 1990; Kryza, Muszyński, 2003). Na arkuszu Wądroże Wielkie występują rozczłonkowane fragmenty tej serii, wśród których można wyróżnić szereg zindywidualizowanych zespołów skalnych. Należą do nich: ordowicko-dewońskie łupki serycytowo-kwarcowe (fyllity), sylurskie łupki zieleńcowe i łupki krzemionkowe, miejscami z kwarcytami oraz dewońsko-dolnokarbońskie łupki szarogłazowe. Oprócz łupków sylurskich reszta wymienionych zespołów nie posiada wiarygodnych wskaźników bio- lub chronostratygraficznych. Co więcej, wspomniana wcześniej skomplikowana tektonika metamorfiku kaczawskiego powoduje, że nie jest również możliwe bezdyskusyjne ustalenie wzajemnego następstwa zespołów i tym samym sporządzenie poprawnego profilu litostratygraficznego. Przyjęta w dalszym opisie stratygrafia skał metamorfiku kaczawskiego ma więc charakter hipotetyczny i może w przyszłości ulec zmianie. Obraz kartograficzny i opisy petrograficzne budujących je wydziałów skalnych sporządzono z wykorzystaniem seryjnych arkuszy SMGS (ark. Wądroże Wielkie – Berezowska, Berezowski, 1978, 1979; ark. Tyniec Legnicki – Berezowska, Berezowski, 1980, 1981; ark. Goczałków – Kural, Jerzmański, 1972, 1974; ark. Udanin – Kural, 1983, 1986).

1. Neoproterozoik – kambryj dolny

Gnejsy z jednostki Wądroża Wielkiego budują zwarty kompleks skał tworzący horst wydłużony w kierunku NW–SE, który poprzez system uskoków i nasunięć graniczy w całości z metamorfikiem kaczawskim. Opisywana struktura tektoniczna powstała zapewne w paleogenie-neogenie. Wschodnie skał gnejsowych występują między Mikołajowicami na północnym-zachodzie, a Augustowem na południowym-wschodzie oraz Wądrożem Małym na południu. Osobną strukturę też w formie horstu tworzy wypiętrzenie gnejsów koło Taczalina również wydłużonej w kierunku NW–SE. Biorąc pod uwagę fakt nawiercenia gnejsów w otworze 17 koło Strachowic, 300 m od zachodniej

krawędzi opisywanego arkusza należy przypuszczać z dużym prawdopodobieństwem kontynuację tychże skał na obszarze sąsiedniego arkusza Jawor.

Gnejsy tego masywu swoim rozwojem strukturalnym, występowaniem charakterystycznych niebieskawych kwarców oraz wykształceniem litologicznym (Kozłowska-Koch, 1959) najbardziej przypominają ortognejsy kompleksu izerskiego, czyli zmetamorfizowane górnokambryjsko-dolnoordowickie granitoidy (Oliver i in., 1993; Seston i in., 2000), dlatego tym utworom przypisywano ten sam wiek powstania. Dopiero wyniki badań wieku radiometrycznego tych skał metodą U-Pb na cyrkonach (9 próbek) wykonanych przez zespół badaczy pod kierunkiem Żelaźniewicza (2004), nie potwierdziły tych hipotez. Otrzymany wiek 548 ± 8 Ma pozwala przypuszczać, że są one skałami starszymi pochodzącymi z przełomu neoproterozoiku i kambru dolnego. Nadal kwestią dyskusyjną jest, czy ortognejsy Wądroża Wielkiego stanowią podłoże przynajmniej części przedgórskiego fragmentu kompleksu kaczawskiego. Niektórzy badacze uważają, że waryscyjska deformacja kompleksu kaczawskiego nie miała żadnego związku z zakładaną starszą deformacją gnejsów Wądroża Wielkiego (Oberc, 1972; Majerowicz, Mierzejewski, 1995). Jednak zbliżona orientacja foliacji S1 i lineacji ziarna mineralnego L1 wskazuje na ich synchroniczny rozwój na różnych głębokościach w skorupie, podczas orogenezy waryscyjskiej (Cymerman, 2002).

Gnejsy z jednostki Wądroża Wielkiego są szare i jasnoszare, niekiedy o lekkim odcieniu niebieskawym, spowodowanym obecnością niebiesko zabarwionych kwarców, strukturze grubo- i nierównoziarnistej, niekiedy porfirowatej o słabo zarysowanej gnejsowości. Mało wyraźną lineację tworzą linijne wyciągnięcia ziarn skalenia oraz kwarcu. W obrębie tak opisanych skał spotykane są także gnejsy drobnoziarniste, cechujące się wyraźnie zaznaczoną teksturą kierunkową. Kossowska (1975), Śliwińska (1977) wyróżniają tu dwie odmiany gnejsów: dwuskaleniowe i jednoskaleniowe. Ze względu na znaczne zmiany wywołane zarówno kaolinizacją, jak i różnym stopniem zwietrzenia opisywanych skał trudno rozgraniczyć w obrazie kartograficznym obie odmiany skalne. Dominującą odmianą są gnejsy dwuskaleniowe wykształcone jako gnejsy dwuływczykowe w skład, których wchodzi gnejsy biotytowe i oraz muskowitzowo-chlorytowe zbudowane z ziarn kwarcu, mikroklinu, albitu, biotyту, muskowitzu, tlenków żelaza oraz cyrkonu i granatów. Gnejsy jednoskaleniowe reprezentowane są przez gnejsy albitowo-muskowitzowe przechodzące w łupki albitowo-chlorytowe. W skład tej odmiany wchodzi: kwarc, muskowitz, albit, chloryt, piryт, apatyt i ilmenit.

Opisywane tu ortognejsy są heterogenicznie i w różnym stopniu intensywności zmylonityzowane. Do rozwoju struktur mylonitycznych w tych staropaleozoicznych granitoidach doszło najprawdopodobniej w wyniku waryscyjskiego, podatnego ścinania prostego. W gnejsach tego masywu foliacja S1 zapada najczęściej pod kątem 30–350 ku NNE, rzadziej pod kątem około 200 ku SE (Cymerman, 2002). Odmienne orientacje zanotowano w trakcie dokumentowania profili wzdłuż modernizowanej

autostrady A4 (Urbański i in., 2004). W pobliżu odsłonięcia na WNW od Polskiej Góry foliacja S1 zapada łagodnie ku NW lub zachodowi (320/10, 310/25, 285/15, 250/20 i 320/200). Podobnie odmienną orientację ma w tym miejscu lineacja elongacyjna ziarna mineralnego L1, która zazwyczaj w tych skałach nachylona jest pod małymi kątami ku ESE, zaś tu spada łagodnie ku WNW. Obserwowane w skałach wskaźniki podatnego ścinania takie jak porfiroklasty typu s i struktury typu S-C dokumentują lewoskrętne, transpresyjne przemieszczenia ze zwrotem „góra” ku W i NW (Cymerman, 2002). W gnejsach Wądroża Wielkiego występują ciemne enklawy łupkowe zorientowane zgodnie z foliacją skał otaczających. Przez Kozłowską-Koch enklawy te zostały uznane za skiały czyli relikty przedgranityzacyjne łupków granatowo-łyszczykowych.

A m f i b o l i t y odsalniają się tylko w jednym miejscu, około 800 m na wschód od południowego krańca Wądroża Wielkiego. Są to skały szarozielonkawe, o strukturze granolepidoblastycznej i bezładnej teksturze. Głównym składnikiem amfibolitów jest hornblenda i plagioklaz. Oba minerały tworzą osobniki ksenoblastyczne. W ilościach podrzędnych występują kwarc, apatyt, granat oraz tlenki żelaza. Według Uberna (1958, 1959a) opisywany utwór reprezentuje metabazyt kambryjski, który stanowił dajkę lub komin wulkaniczny. Ze względu na fakt powstawanie tej skały w warunkach facji amfibolitowej lub amfibolitowo-epidotowej Oberc (1972) i Grocholski (1975) uważali, że skała ta ma wiek proterozoiczny, jak pozostałe utwory bloku przedsudeckiego powstałych w warunkach ciśnień i temperatur odpowiadającym wymienionym facjom. Występowanie tych skał wśród gnejsów pozwala przypuszczać, że obie odmiany tworzyły się w podobnym czasie.

2. Ordowik – dewon

Łupki serycytowe-kwarcowe i fyllity tworzą właściwie jeden wzajemnie przeławicający się kompleks łupkowy. Skały te spośród wszystkich odmian należących do serii kaczawskiej stanowią główną, zasadniczą masę na opisywanym obszarze. Można przypuszczać także, że stanowią tu również dominującą odmianę skalną pod pokrywą kenozoiczną. Utwory te odsłaniają się na zachód od Janowic, w Rębnicy, na zachód i południowy zachód od Postolic, w Luboradzu, Drzymałowicach, między Mściwojowem a Targoszynem, na południe od Góczałkowa Górnego, w Piekarach i Dziwigórze-Drugim. Największe zwarte pole łupków serycytowo-kwarcowych buduje pas wzgórz od Drzymałowic po Góczałków Górny (Góra Kościelisko i Góra Jagodzina). We wschodniej części obszaru arkusza między Drogomiłowicami a Pichorowicami po obu stronach autostrady A4 występują również wychodnie tych skał, ale ze znaczną przewagą fyllitów. Skały te opisywano wcześniej jako fyllity serycytowo-kwarcowe (Jerzmański, 1965, 1969) lub górno-dewońskie fyllity i łupki z wkładkami kwarcytów (Jerzmański, Walczak-Augustyniak, 1993, 1994).

Fyllity są zwykle laminowane, zbudowane z ciemniejszych warstewek ilastych i jaśniejszych, mułkowych, bądź nielaminowane odznaczające się jedynie liściastą oddzielnością. Wśród fyllitów wywodzących się z iłowców pojawiają się odmiany bardzo drobnodziarniste. Laminacja ma charakter równoległego warstwowania sedymentacyjnego, lokalnie intensywnie zaburzonego przez drobne fałdki konwolutive. Powierzchnie foliacji metamorficznej w fyllitach są gładkie i matowe, niekiedy także połyskliwe. Skład mineralny fyllitów to głównie: serycyt, kwarc i drobnodetrytyczny skałek (albit) impregnowane pigmentem żelazistym.

Łupki serycytowo-kwarcowe powstałe z przeobrażenia mułowców i piaskowców tworzą zwykle warstewki o miąższości 1–3 mm odpowiadające pierwotnej laminacji sedymentacyjnej. Zdarzają się też pojedyncze, jednolite warstwy do kilkunastu centymetrów grubości, w których można obserwować warstwowanie gradacyjne, a w pojedynczych przypadkach warstwowanie przekątne (Baranowski, 1975). Łupki w stanie świeżym są szaro-białe lecz często wskutek zwietrzenia przyjmują barwę jasnobrązową lub żółtawą. Szkielet ziarnowy łupków (meta-piaskowców) tworzą słabo obtoczone drobiny kwarcu, serycytu (rzadziej muskowitu), skalenie, nieprzezroczyste skupienia żelaziste i minerały ciężkie: cyrkon, rutyl i ilmenit, rzadziej turmalin, leukoksen, tytanit i amfibole. Miejscami zaznacza się obecność węglanów. Charakterystyczną cechą łupków jest występowanie na powierzchniach foliacji blaszek łuszczyków, najprawdopodobniej jeszcze detrytycznego pochodzenia. Te drobnodziarniste skały piaszczyste ze względu na słabą dojrzałość sklasyfikowano jako waki lityczne, skaleniowe i kwarcowe (Baranowski, 1975).

Obserwowana w odsłonięciach główna foliacja metamorficzna nakłada się zwykle na sedymentacyjną laminację, lecz niekiedy powierzchnie te są względem siebie skośne, co najlepiej uwidacznia się dopiero w obrazie mikroskopowym (Baranowski, 1975). Foliacja często jest zafałdowana i przecięta przez towarzyszące powierzchnie wtórnego złupkowania krenulacyjnego (kliważu osiowego).

Pod względem genetycznym skały te interpretowane są jako osady turbidytowe (Baranowski i in. op.cit). Ich ordowicko-dewoński wiek na obszarze arkusza Wądroże Wielkie został przyjęty na podstawie podobieństwa do szeroko rozprzestrzenionego w metamorfiku kaczawskim zespołu przeobrażonych piaskowców, mułowców i iłowców o cechach fliszu normalnego (Baranowski, 1975). Wiek tego zespołu został udokumentowany tylko w dolinie Kamiennika w jednostce Rzeszówka (poza granicami arkusza) gdzie zidentyfikowano fragmenty konodonta *Protopanderodus* sp. indet. (Urbanek i in., 1977).

3. Sylur

Łupki zieleńcowe (metabazyty typu E - i N - MORB) odsłaniają się na południe od Luboradza, na wschód od Marcinowic, w partiach szczytowych wzgórza Kościelisko, koło Konar

i na południe od Bartoszewka. Wraz z porównywalnymi metabazytami jednostki Dobromierza z południowego pnia metamorfiku Gór Kaczawskich tworzyć mają jedną jednostkę płaszczowinową przykrywającą jednostki Świerzawy i Bolkowa (Oberc, 1982). Pokrewieństwo to potwierdzają badania geochemiczne, które dowodzą ich pochodzenia z głębokomorskich **metabazaltów** typu E- i N-MORB powstałych w środowisku dojrzałego ryftu w obrębie skorupy oceanicznej (Furnes i in., 1994; Kryza, Muszyński, 2003). Stanowisko stratygraficzne omawianych łupków nie zostało jednoznacznie określone. Sugerowany wiek sylurski tych skał opiera się na ich występowaniu w towarzystwie z łupkami krzemionkowymi, które w skali całego metamorfiku są udokumentowane dzięki licznym znaleziskom graptolitów (miejscami towarzyszą im radiolarie) na sylur (m.in.: Gürich, 1909; Hundt, 1922; Schwarzbach, 1939; Kornaś, 1974a, b, c, 1975, 1977; Chorowska i in., 1981). Inną okolicznością, która przemawia za sylurskim wiekiem łupków zieleńcowych jest ich podobieństwo z łupkami zieleńcowymi jednostki Jakuszowej występujących na obszarze sąsiedniego arkusza Jawor, które podścielają meta-sedymenty uważane za ordowickie, a przykryte są przez występujące lokalnie łupki graptolitowe dolnego syluru (Haydukiewicz, 1987a). W starszych opracowaniach zieleńce te uważano za kambryjskie, podobnie jak inne wystąpienia serii spilitowo-keratofirowej metamorfiku kaczawskiego (Schwarzbach, 1939; Jerzmański, 1965, 1969).

Łupki zieleńcowe są przeważnie zwarte, drobnoziarniste, rzadziej gruboziarniste, o o zabarwieniu zielonawo-szarym z odcieniem niebieskim, strukturze lepidogranoblastycznej i kierunkowej teksturze (Jerzmański, op.cit). Skład mineralny tworzą: piroksen (augit, często w formie reliktywnej zastępowany przez pseudomorfozy wypełnione albitem, epidotem lub chlorytem), plagioklasy, chloryty, amfibole (tremolit, aktynolit i glaukofan) oraz epidot, serycyt, kalcyt, rzadziej kwarc, a z minerałów akcesorycznych: apatyt, magnetyt i piryt (Maciejewski, vide Jerzmański, op.cit). Zawartość poszczególnych składników jest różna. Spotyka się również pseudomorfozy po oliwinach wypełnione chlorytem, iddingsytem, kwarcem i kalcytem.

Łupki krzemionkowe, miejscami kwarcyty są spotykane na arkuszu Wądroże Wielkie w sąsiedztwie wyżej opisanych zieleńców, głównie na południe i wschód od Luboradza. Pojedyncze niewielkie wystąpienia tych skał znajdują się na zachód od Damianowa i północny wschód od Konar oraz w Goczałkowie Górnym. Poza nieczynnym kamieniołomem znajdującym się na północny wschód od Luboradza nigdzie nie stwierdzono wychodni tych skał. Zostały one wykartowane na podstawie szurfów i nagromadzeń luźnych bloczków w zwietrzelinie. Omawiane łupki występują w formie soczew wyciągniętych w kierunku NW–SE. Są to skały na ogół barwy czarnej, miejscami szare, drobnoziarniste, w różnym stopniu złupkowane, często z gęstą siecią rozgałęziających się żyłek i gniazd białego kwarcu. Miąższość łupków krzemionkowych w obrębie omawianego arkusza szacuje się na ponad 50 m.

W skali całego metamorfiku Gór Kaczawskich utwory te dzięki licznym znaleziskom graptolitów (miejscami towarzyszą im radiolarie) są ogniwem w miarę dobrze rozpoznany pod względem bio-stratygraficznym (m.in.: Hundt, 1922; Schwarzbach, 1939; Kornaś, 1974a, b, c, 1975, 1977; Chorowska i in., 1981). Na obszarze arkusza Wądroże Wielkie prawdopodobnie w okolicy Goczałkowa Górnego miał znaleźć Gürich (1909) łupki krzemionkowe ze śladami graptolitów. W tej okolicy występują również czarne masywne kwarcyty, które Mühlen (1926) na równi z łupkami krzemionkowymi zaliczył do syluru.

4. D e w o n – k a r b o n

a. D e w o n – k a r b o n d o l n y

Ł u p k i s z a r o g ł a z o w e (asocjacja fliszu normalnego) budują liczne wzniesienia między Mierzcycami, Luboradzem a Bielanami, a także odsłaniają się w dolinie Wierzbiaka na południe od Luboradza, między Pawłowicami Wielkimi a Baryczem oraz na wschód od Wądroża Małego. Są to skały szare, szaro-niebieskawe do czarnych, niejednorodne, grubo- i drobnoziarniste, często nierównoziarniste. Mają tekstury kierunkowe, struktury garnolepidoblastyczne lub granoblastyczne, często bezładne. Szkielet ziarnowy tworzą głównie kwarc i skalenie (albit i oligoklaz) o różnym stopniu obtoczenia oraz rzadziej muskowit. Minerale te w drobniejszej formie wchodzi także w skład spoiwa gdzie dodatkowo spotyka się serycyt, biotyt, chloryt, minerały rudne, a także cyrkon, turmalin i apatyt. Z łupkami współwystępują fyllity. Obie odmiany litologiczne występują naprzemianlegle.

Pozycja stratygraficzna tych łupków jest niepewna. Jerzmański i Walczak-Augustyniak (1993, 1994) zaliczyli je do dolnego karbonu zauważając obecność w nich bloków sylurskich litytów i skał zieleńcowych.

5. K a r b o n – p e r m

a. K a r b o n g ó r n y – p e r m d o l n y

Na obszarze arkusza Wądroże Wielkie karbon górny – perm dolny reprezentowany jest przez skały magmowe intruzji granitowej masywu Strzegom–Sobótka. Wschodnie tych skał znajdują się w południowo-zachodniej części omawianego obszaru, między południowozachodnim narożnikiem obszaru arkusza, Zimnikiem, Rogoźnicą do drogi na Rogoźnicę przy południowej krawędzi arkusza. Przedstawiony na szkicu geologicznym zasięg granitoidów masywu Strzegom–Sobótka został wyznaczony na podstawie dość licznych otworów nawiercających granitowe podłoże. Granica oddzielająca masyw granitowy od skał serii kaczawskiej przebiega między linią kolejową a drogą łączącą Niedaszów z Rogoźnicą, poprzez północne peryferie Rogoźnicy po Goczałków. Ze względu

na skalę mapy geologicznej różne odmiany występujących tu granitoidów połączono w jedno wydzielenie – g r a n i t y .

W pierwszej połowie XX w. wielu badaczy niemieckich (Cloos, 1922a; Gürich, 1916; Finckh, 1922, 1928; Łopianowski, 1922; Mühlen, 1921, 1922, 1925 – fide Majerowicz 1972) zajmowało się rozwojem tektonicznym, jak i zagadnieniami petrograficznymi, mineralogicznymi i stratygraficznymi dotyczącymi opisywanej intruzji. W drugiej połowie ubiegłego wieku dołączyli do nich polscy geolodzy. Szczegółową analizą petrograficzną zajmowali się: Pendias (1956), Kural i Morawski (1968), Majerowicz (1961, 1972), Maciejewski i Morawski (1970, 1975), Puziewicz (1985, 1990) a ostanio Domańska-Siuda (2005). Charakterystyką mineralogiczną pegmatytów zajęli się Żabiński (1953) i Janeczek (1983, 1985, 2007). Datowania izotopowe wykonywali: Borucki (1966), Depciuch (1971), Zinkiewicz (1973), Pin i inni (1988, 1989), Turniak i Brückner (2002), Domańska i inni (2004), Turniak i inni (2005) i Domańska-Siuda (2005).

Kural i Jerzmański (1974) w rejonie Zimnika, Rogoźnicy i Goczałkowa wyróżnili granity biotytowe średnioziarniste i drobnoziarniste. Przeważającą część wychodni masywu granitowego stanowią granity średnioziarniste. Granity biotytowe drobnoziarniste występują w pobliżu Zimnika, stąd dawna nazwa tej odmiany granit zimnicki. Maciejewski i Morawski (1969) odmianę tę nazwali „granitem porfirowatym typu Kostrzy”. Według Domańskiej rejon wychodni granitów w obrębie opisywanego obszaru budują granity hornblendowo-biotytowe. Są to jasnoszare skały o strukturze równoziarnistej, średnio do gruboziarnistej i bezładnej teksturze, zbudowane z: kwarcu, pasowego plagioklastu (o składzie albit-andezyn), skalenia alkalicznego, biotyty i hornblendy, a minerałami akcesorycznymi są najczęściej: cyrkon, epidot, allanit, tytanit, apatyt oraz minerały nieprzezroczyste. Lokalnie występują odmiany o strukturze porfirowatej, gdzie dużymi profiroblastami, o zarysach automorficznych są skalenia alkaliczne. Skaleń potasowy to głównie pertytowy mikroclin, który tworzy duże osobniki (2–3 cm). Plagoklasty tworzą duże submorficzne, prawie automorficzne kryształy (0,5–1,5 cm). Kwarc występuje w skupieniach ksenomorficznych, często z przerostami mikroklinu. Biotyt ma pleochroizm w barwach od jasnożółtej do ciemnobrunatnej. Błaszki biotyty często zawierają wrostki cyrkonu, allanitu, ilmenitu i rutyłu. Hornblenda występuje w zmiennych ilościach, ale zazwyczaj stanowi podrzędny składnik. Wykazuje ona zielony pleochroizm i tworzy formy submorficzne do automorficznych. Cechą charakterystyczną jest występowanie w obrębie opisywanej odmiany granitów licznych drobnoziarnistych magmowych enklaw maficznych o składzie diorytu i granodiorytu oraz tonalitu. Enklawy osiągają wielkość od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Enklawy stygły najprawdopodobniej w tym samym czasie co otaczająca je magma granitowa. Granity hornblendowo-biotytowe są prawdopodobnie pochodzenia skorupowego. Wiek izotopowy granitów hornblendowo-biotytowych (monzonitowych) określono metodą Rb/Sr w przedziale od 278 +7 do 281 +12 Ma (Pin i in.,

1989). Badania wieku cyrkonów w tych skałach dały rezultat $302,9 \pm 2,2$ Ma (Turniak i in., 2005). Najnowsze badania wieku izotopowego powyższej odmiany granitu przeprowadziła Domańska-Siuda z zespołem (Domańska-Siuda i in., 2004). Badania te polegające na przeanalizowaniu próbek pochodzących z całych skał (10 enklaw i 6 granitów) metodą Rb-Sr dały jedną wspólną izochronę o wieku $285,1 \pm 8,5$ Ma. Wynika z tego, że układ izotopowy Rb-Sr zarówno dla granitów, jak i dla enklaw został zamknięty w jednym czasie, prawdopodobnie czasie krystalizacji granitu. Otrzymane wyniki sugerują zatem dolnopermijski wiek intruzji masywu Strzegom–Sobótka.

Poza opisanymi skałami występują tu produkty fazy późnomagmowej: aplity i rzadsze pegmatyty. Są to skały o bardzo lokalnym występowaniu, dlatego nie uwzględniono ich na mapie geologicznej. Aplity tworzą cienkie, lecz często bardzo długie i strome żyły ostro odcinające się lub nieregularnie rozgałęziające się pasma pozazębiane z granitem. Są to skały droбноziarniste oraz bardzo droбноziarniste, białe lub popielate. Cechą charakterystyczną aplitów jest znikomy udział biotyty. W obrazie mikroskopowym wykazują strukturę pansenomorficznie ziarnistą. Pegmatyty tworzą nieregularne żyły bardzo gruboziarnistych zespołów kwarowo-skaleniovych wśród których bywają wykształcone interesujące zespoły minerałów druzowych. Do produktów

Żyły kwarcowe występują głównie wśród gnejsów Wądroża Wielkiego. Zgodnie z wynikami badań kierowanych przez Majerowicza (1963) omawiane żyły powstały najprawdopodobniej w fazie sudeckiej orogenezy waryscyjskiej, a zatem na w karbonie lub na początku permu. Na uwagę zasługuje żyła kwarcu w Taczalinie o długości 1 km i szerokości do 35 m, zapadająca ku SW pod kątem 70° , rozdzielona uskokiem przesuwczym na dwie części. Wschodnie żyły kwarcowej występują również na południowo-zachodnich stokach wzgórza Kościelna koło Marcinowic.

Koło Goczałkowa występuje strefa objęta metamorfizmem kontaktowym związanym z intruzją granitu strzegomskiego. W pasie o szerokości około 1 km zostały przeobrażone kontaktowo łupki serycytowo-kwarcowe, które miejscami przeszły w typowe łupki plamiste i hornfelsy. Łupki plamiste zawierają: kwarc, serycyt, muskowit i biotyt. Miejscami wzbogacone są w: kordieryt, andaluzyt i sylimanit.

6. Paleogen

W okresie od eocenu po miocen, na skałach tworzyły się g l i n y z w i e t r z e l i n o w e (r e g o - l i t y). Uwarunkowane to było występowaniem wilgotnego i ciepłego klimatu a także obecnością licznych spękań i uskoków, które umożliwiały krążenie roztworów hydrotermalnych. Skały macierzyste pod wpływem wietrzenia chemicznego zmieniały swój pierwotny charakter przechodząc strefowo w osady o typie glin zwietrzelinowych. W przypadku gdy ulegające wietrzeniu chemicznemu pokrywy zwietrzelinowe zalegały na skałach macierzystych i nie uległy redepozycji są wydzielane

jako regolity. Ich miąższość została jednak silnie zredukowana w wyniku procesów erozji i denudacji w neogenie i starszym czwartorzędzie. Przeważnie w obrębie wychodni skał paleozoicznych waha się ona od 0,5 do 10,0 m. Większe miąższości stwierdzono pod pokrywą młodszych osadów kenozoicznych, w lokalnych obniżeniach o charakterze zapadlisk tektonicznych, gdzie ich wartość przekracza 100 m.

Kural (1979) w profilach zwietrzelinowych masywu granitoidowego Strzegom–Sobótka wyróżnił trzy strefy zwietrzelinowe. W wydzielonej strefie dolnej nastąpiła całkowicie dezintegracja skały macierzystej. Proces wietrzenia chemicznego zachodził w tej strefie na niewielką skalę. Dochodziło głównie do kaolinityzacji mikroklinu i biotyту. W strefie środkowej zachodził intensywny rozkład glinokrzemianów, głównie plagioklazów a skład mineralny i chemiczny skały uległ znacznemu przeobrażeniu. W strefie stropowej doszło do powstania nowego już rodzaju skały – kaolinitu, w którym pierwotne cechy skały uległy całkowitemu zatarciu.

Kural (1979) poza regolitami tworzącymi się *in situ* wyróżnił utwory zwietrzelinowe redeponowane w wyniku spływania zwietrzliny po stoku, w czasie gwałtownych opadów na odległość do 5 km. Są to tzw. kaoliny osadowe charakteryzujące się większym zróżnicowaniem litologicznym. Zawierają domieszkę frakcji piaszczystej a w ich obrębie występują struktury sedimentacyjne.

Wietrzenie chemiczne doprowadziło do powstawania minerałów ilastych, głównie kaolinu, a w mniejszym stopniu illitu i montmoryllonitu. Zawartość kaolinu maksymalnie dochodzi do 95%. Procesy wietrzenia chemicznego związane były z usuwaniem związków CaO i MgO i wzrostem zawartości Al₂O₃. Notuje się również zmniejszenie zawartości SiO₂ i Fe²⁺ na rzecz Fe³⁺. Regolity mają różne zabarwienie: zielone, niebieskie, żółte lub kremowe. Barwa ich związana jest z zawartością związków żelaza oraz składem chemicznym. W stropie serii, gdzie żelazo dominuje w postaci tlenków osad wykazuje barwę czerwoną. Tam, gdzie w wyniku działania kwaśnych roztworów związki żelaza zostały usunięte, regolity są białe. Najczęściej takie odmiany występują w sąsiedztwie pokładów węgla brunatnego, gdzie obniżona była zawartość Ph w wodach gruntowych. Głębiej występują odmiany żółte i kremowe, w których żelazo występuje w postaci wodorotlenków. W spągu serii występują osady zwietrzelinowe barwy zielonej i niebieskiej spowodowanej związaniem żelaza w chlorycie i hydromiokach. Utwory zwietrzelinowe wykartowane zostały w profilach geologicznych w rejonie Łagiewnik Średzkich, odsłaniających się wzdłuż modernizowanej autostrady A-4 (Badura i in., 2003b). Na naturalnym stoku zbudowanym z łupków paleozoicznych leży zwietrzelina ilasta o ceglastoczerwona. Kolor ten spowodowany jest intensywnym wietrzeniem chemicznym. Zdaniem autora proces ten można wiązać z mioceniem, w czasie, którego istniały odpowiednie warunki klimatyczne dla tego typu zjawisk. Wyżej występuje miejscami cienka pokrywa rumoszu tworzącego się w warunkach głównie wietrzenia mechanicznego. W stropie wydzielono zwietrzelinę redeponowaną, która oprócz skały

miejscowej (tj. łupków paleozoicznych) zawierała również otoczaki kwarcu o średnicy do 8 cm. Prawdopodobnie utwór ten tworzył się już w plejstocenie.

Regolity występują w południowo-wschodniej części badanego obszaru, w rejonie występowania granitów w okolicach Rogoźnicy oraz w środkowej części badanego obszaru między Goczałkowem a Wądrożem Wielkim. Gliny kaolinowe eksploatowane były w wyrobisku na północ od Jaroszowa, którego północny fragment przechodzi na obszar arkusza Wądroże Wielkie. Maksymalna miąższość glin kaolinowych dochodzi do 25 m (Kural, 1986).

7. Paleogen-neogen

a. Oligocen–miocen

Oligocen–miocen dolny

Bazalty i tufy zostały potraktowane jako jedno wydzielenie, ze względu na małe rozprzestrzenienie pierwszych dwóch odmian skalnych. Tufy wulkaniczne występują na powierzchni sporadycznie, towarzyszą one wystąpieniom bazaltów i zajmują niewielkie obszary. Na południe od Mikołajowic stwierdzono warstwę tufu wulkanicznego o miąższości nie przekraczającej 7 m pod pokrywą bazaltową.

Bazalty występują koło Mikołajowic, Pawłowic Wielkich i Janowic. Największe wystąpienie wulkanitów buduje wzgórze Kaptur na południe od Mikołajowic, obecnie eksploatowane, nieco mniejsze tworzy grzbietową strefę Polskiej Góry na zachód od Mikołajowic. Mniejsze pola skał bazaltowych występują w Pawłowicach Wielkich i między Janowicami a Kępami.

Występujące na obszarze arkusza bazalty są skałami masywnymi, zwięzłymi, barwy od ciemnoszarej do prawie czarnej o strukturze bardzo drobnokrystalicznej, porfirowej i bezładnej teksturze. Sporadycznie występują w nich tekstury migdałowcowe. W omawianych wulkanitach prakryształy stanowią głównie oliwiny i pirokseny, przy czym te pierwsze zazwyczaj zdecydowanie dominują pod względem wielkości i ilości nad piroksenami. Prakryształy oliwinów są reprezentowane przez bogaty w magnez chryzolit. Ciasto skalne zbudowane jest z wapniowych piroksenów jednoskośnych, oliwinów, minerałów nieprzezroczystych (tytanomagnetytu oraz ilmenitu) i minerałów jasnych (Badura i in., 2005). Wulkanity te zawierają często enklawy skał płaszcza takich jak: lherzolitów, harzburgitów, dunitów, klinopiroksenitów i wehrlitów (Cwojdzński, Jodłowski, 1982; Kozłowska-Koch, 1987; Białowolska, 1993; Wierzchołowski, 1993). Pod względem geochemicznym i petrologicznym występujące tu skały wulkaniczne określono jako bazalt plagioklazowy lub trachybazalt (Wojno i in., 1951), typowy bazalt (Birkenmajer i in., 1970) z pewnymi cechami bazanitu (Kozłowska-Koch, 1987) lub jako bazalt nefelinowy (Polska Góra) (Wojno i in., 1955; Birkenmajer, 1967). Badane wulkanity

charakteryzują się zawartością SiO_2 w przedziale 44,91–42,95%, Fe_2O_3 – 12,17–12,23%, Al_2O_3 – 12,30–12,34%, MgO – 11,52–12,58%, CaO – 10,85–10,87%, K_2O – 1,13–1,15%, Na_2O – 2,54–3,06% oraz TiO_2 2,31% (Birkenmajer i in., 2004).

Bazalty na omawianym terenie występują głównie w formie pokryw lawowych. W czynnym kamieniołomie koło Mikołajowic można obserwować dobrze rozwinięty system ciosu słupowego (Jerzmański, 1956; Birkenmajer, 1967)

Pod względem stratygraficznym omawiane bazalty od dawna wiązano z paleogenem. Kural (1979) zauważył, że wulkanity zachodniej części Wzgórz Strzegomskich występują na paleogeńskich regolitach skał paleozoicznych bądź na osadach oligocenu środkowego czy górnego. Węgiel brunatny wiązany z dolnym mioceniem występuje bezpośrednio nad tymi wulkanitami. Na obszarze sąsiedniego arkusza Jawor w rejonie Męcinki zwietrzeliny bazaltowe leżą nad osadami z warstwą węgla o miąższości 2,5 m. Wiek tego węgla został ustalony palinologicznie na wczesny miocen (Sadowska, Kuszell, 1980; Dyjor, Kościówko, 1986). Poniżej osadów z warstwą datowanego węgla występują także utwory wulkaniczne: brekcje bazalty i tufy lapillowe. Stwierdzono ponadto, że zwietrzelina bazaltowa przykrywająca osady dolnomiocenские osiąga w tym rejonie 36 m i zawiera ślady dwóch wylewów bazaltowych.

W 2004 r. przeprowadzono badania wieku radiometrycznego bazaltów z Mikołajowic i Pawłowic Wielkich (Birkenmajer i in., 2004). Otrzymane wyniki badań przeprowadzonych metodą K-Ar wskazują, że wylewy opisanych powyżej bazaltów dokonywały się w przedziale 30,85 ($\pm 1,25$)–21,89 ($\pm 0,87$) Ma, co daje wiek oligocen–miocen dolny. Większość wymienionych wulkanitów (bazaltoidów) pochodzi z magm utworzonych w górnym płaszczu na głębokości 75–90 km z wyjątkiem odmian bardziej alkalicznych, powstałych dzięki dyferencjacji magmy na głębokości 30–45 km (Wierchołowski, 1993) lub 45–50 km (Krawczyk i in., 1977). Omawiane wulkanity są na ogół produktami szybko wzniesionych magm, które nie zdążyły ulec dyferencjacji. Bazalty zawierają często enklawy skał płaszczca.

8. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny–miocen środkowy

Na zróżnicowanej podmiocenkiej rzeźbie terenu zalegają osady neogeńskie z pokładami lub wkładkami węgla brunatnego. W kopalnych dolinach lub obniżeniach o genezie tektonicznej ich miąższość dochodzi do 80 m. Zgeneralizowany profil pionowy osadów neogeńskich w strefie położonej blisko wychodni skał krystalicznych rozpoczynają łą z dużą zawartością kaolinu. Często

są one piaszczyste, zawierają żwiry kwarcowe i okruchy zwietrzałych skaleni. Barwa tych ilów jest różna z przewagą jasnoszarych do zielonych i niebieskich. Miąższość tego litosomu waha się w granicach 2–15 m.

Na podstawie badań paleobotanicznych oraz korelacji osadów klastycznych i biogenicznych osady neogeńskie występujące na obszarze Niziny Śląskiej zalicza się do czterech nieformalnie wyróżnianych formacji: (serii) ścinawskiej lub śląsko-łużyckiej z II łużyckim pokładem węgla brunatnego, formacji pawłowickiej odpowiadającej serii Mużakowa z I pokładem środkowopolskim (Henryk) oraz formacji poznańskiej (Dyjur, Sadowska, 1987; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) i gozdnickiej.

Rozdzielenie mioceńskich serii osadowych zarówno w zachodniej części rowu Roztoki-Mokrzyszowa jak i w basenach sedymentacyjnych leżących na północ od masywu Strzegom–Sobótka mimo wieloletnich badań pozostaje ciągle problematyczne. Jest to związane z podobieństwem facjalnym osadów poszczególnych cykli sedymentacyjnych. Ciągła sedymentacja w zbiornikach przerywana była ponadto gwałtownymi epizodami związanymi ze sływem materiału gruzowo-zwietrzelinowego wzdłuż krawędzi Sudeckiego Uskoku Brzeźnego.

Kural (1979) wyróżnił w osadach paleogenu i neogenu cztery cykle sedymentacyjne. Najstarsze utwory leżące bezpośrednio na podłożu paleozoicznym lub ich regolitach wykształcone są jako gliny kaolinowe oraz piaski i żwiry z pyłem kaolinowym i zaliczone zostały do oligocenu środkowego lub górnego.

Dyjur i Kuszel (1977) najstarsze utwory wypełniające rów Roztoki-Mokrzyszowa wiązali z mioceniem dolnym. Zostały one opisane jako gliny spływowe powstające w strefie krawędziowej uskoku sudeckiego brzeźnego. Autorzy ci nie wydzielali na tym obszarze utworów oligocenu.

Wyżej zalegają utwory facji jeziornej zaliczone do cyklu drugiego: mułki, ily z przewarstwieniami węgla brunatnego. Sporadycznie występują wkładki żwirów i piasków. Utwory tego cyklu można wiązać z formacją rawicką (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Największą miąższość dochodzącą do 80 m osiągają utwory trzeciego cyklu sedymentacyjnego (Kural 1979). Mogą one być korelowane z formacją ścinawską (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995) należącą do miocenu dolnego i środkowego. Na przeważającej części badanego obszaru, złożone są z szarych, szaroniebieskich ilów piaszczystych i mułków oraz glin z cienkimi przewarstwieniami piasków i żwirów oraz wkładkami węgla brunatnego o średniej miąższości od 0,2 do 1,0 m. W północno-zachodnim fragmencie rowu Roztoki-Mokrzyszowa przeważała natomiast sedymentacja osadów klastycznych: piasków i żwirów z przeławiczeniami glin, mułków i węgla brunatnych (Dyjur, Kuszel 1977).

W rejonie Udanina, w obrębie kopalń odkrywkowych Edmund i Halina odsłaniał się węgiel brunatny (Kural 1986) o znacznej miąższości. Występuje on w obrębie serii ilasto-mułkowej z cienkimi

przewarstwieniami piaszczystymi. W obrębie złoża Lusina–Udanin tworzy on dwa pokłady: dolny z przerostami ilasto-piaszczystymi osiąga maksymalną miąższość 16 m i dolny o miąższości 7 m.

W rejonie Wądroża Wielkiego na głębokości kilkunastu metrów nawiercono pokład węgla brunatnego o miąższości 16 m. Analiza danych z otworów wiertniczych świadczy o tym, że utwory miocenu uległy zaburzeniom glacitektonicznym.

W sąsiedztwie Wzgórz Strzegomskich występują redeponowane kaoliny osadowe. Sporadycznie występują wkładki kwarcytów.

Z uwagi na brak możliwości rozdzielenia formacji rawickiej i ścinawskiej na podstawie opisów litologicznych w otworach archiwalnych, w niniejszym opracowaniu zastosowano wydzielenie zbiorcze: iły, mułki, węgle brunatne obejmujące miocen dolny–miocen środkowy.

b. Miocen–pliocen

Miocen środkowy–pliocen

Wydzielane przez Kurala (1979) utwory czwartego cyklu sedymentacyjnego można korelować z formacją poznańską i gozdnicką (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995).

W rowie Roztoki–Mokrzyszowa iły, piaski, mułki formacji poznańskiej osiągają największe miąższości, rzędu 100 m. Poza tą strukturą miąższość tych utworów największa jest w części północno-wschodniej obszaru badań, gdzie dochodzi do 80 m. Utwory te często tworzą 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).

Formacja poznańska wykształcona jest w facji ilasto-piaszczystej. W spągu serii w otworach wiertniczych, opisano szare i popielate iły i mułki. Zawierają rozproszoną substancję organiczną a niekiedy wkładki ilów węglistych. Utwory te prawdopodobnie należą jeszcze do miocenu środkowego tworząc tzw. ogniwo ilów szarych (Dyjor i in., 1995).

Poziom ilów zielonych i pstrych uważany jest za osadz miocenu górnego i prawdopodobnie pliocenu dolnego. Są to twardeplastyczne iły i mułki zielonkawe i niebieskawe-popielate z wiśniowymi plamami i smugami. W osadach występują przewarstwienia szarych piasków różnoziarnistych i rzadziej żwirów. Warstwowanie ilów i mułków jest niewyraźne. Utwory te przeważnie zalegają horyzontalnie. W rejonie Wądroża Wielkiego występują w obrębie struktur glacitektonicznych. Miąższość tych utworów w części północnej badanego obszaru dochodzi do 50 m.

Utwory formacji poznańskiej pod względem mineralogicznym badane były na podstawie prób pobranych w otworze Snowidza (Krzyszowski, 2001). Osady te we frakcji minerałów ciężkich składają się głównie z cyrkonu, granatu, turmalinu i biotyty.

Utwory formacji poznańskiej są dość rozpowszechnione na obszarze arkusza. Odsłaniają się szerokim pasem między Pichorowicami a Taczalinem. Występują również w północno-wschodniej jego części między Dębicą a Polanką.

Miocen górny–pliocen

Piaski i żwiry formacji gozdnickiej stanowią najmłodsze ogniwo w profilu utworów neogenu na obszarze arkusza. Utwory te powszechnie występujące na przedpolu Sudetów określone były jako seria białych żwirów. W bezpośrednim sąsiedztwie przedgórskich rowów tektonicznych osady tej formacji są zwykle trudne do oddzielenia od utworów formacji poznańskiej, które zawierają duży udział utworów gruboklastycznych z redeponowanych zwietrzelin. Rozdzielenia takiego zasadniczo można dokonać na obszarze arkusza, gdzie formacja poznańska wykształcona jest jako osad o dominującym udziale frakcji ilasto-pyłowej.

Utwory tej formacji to grubookruchowe napływowe stożki rzeczne. Złożone są z utworów żwirowo-piaszczystych warstwowanych krzyżowo z licznymi strefami rozmyć. Podrzędnie występują przewarstwienia piasków drobnoziarnistych w formie warstw i soczew. Zdaniem Dyjora (1987) na badanym obszarze akumulowane były osady stożków rzecznych Pranyś Szalonej.

Mięższość tych utworów dochodzi do 20 m.

Badania terenowe prowadzone na modernizowanej autostradzie A-4 przez autora dostarczyły bardziej szczegółowych danych odnośnie ich wykształcenia litologicznego (Badura i in., 2003b; Urbański i in., 2007). Osady rzeczne formacji gozdnickiej odsłaniały się na kilkuset metrowej długości skarpach, których wysokość dochodziła do 3,5 m. Seria reprezentowana jest przez żółte piaski różnoziarniste z drobnoziarnistymi żwirami. Występują w ich obrębie soczewy glin piaszczysto-żwirowych, kaolinowych. Są to utwory charakterystyczne dla strefy korytowej. W zachodniej części profilu występowały ponadto mułki popielate, zailone reprezentujące facje pozakorytowe.

Skład mineralogiczny osadów formacji gozdnickiej w tym rejonie jest zmienny. Generalnie utwory te bogate są w sylimanit. Stwierdzono ponadto duży udział rutylu, dystenu, a także cyrkonu. Utwory te również mogą zawierać domieszkę granatów.

Utwory formacji gozdnickiej szczegółowo badane były w żwirowni w Bielanach Średzkich (Urbański a, b). Składają się one w części dolnej z żółtoszarych różnoziarnistych piasków z domieszką drobnego żwiru. Ku górze przechodzą w żwiry przekątnie warstwowane. Osady te we frakcji 0,5–1,0 cm składają się głównie z kwarcu (ponad 50%), porfirów permskich (17–26%), łupków kwarcowo-skaleniovych (ponad 4%) oraz skaleni i litytów (około 4%). Piaski we frakcji minerałów ciężkich, przezroczystych, złożone są głównie z granatu (20%), rutylu (18%), cyrkonu (22%), sylimanitu (15%) i dystenu (8%). Wyniki badań litopetrograficznych wskazują na lokalny (sudecki) kierunek

transportu. Brak jest składników, które mogą wskazywać na inny, niż sudecki, obszar źródłowy dostawy materiału.

W odsłonięciu w Bielanych wykonano szczegółowe badania sedymentologiczne (Urbański, Kowalska, 2005b) Geometria ciał klastycznych oraz lateralne i wertykalne następstwo litofacji w osadzie wskazują na kompletnie wykształcony cyklotem rzeki meandrującej. Rzeka ta miała charakter tranzytowy a materiał deponowany był daleko od obszaru alimentacyjnego. Rzeka cechowała się wysoką krętością koryta, dużą głębokością oraz znacznym natężeniem transportu materiału podczas stanów wezbrania. Obszar równi zalewowych (starorzecza) podlegały okresowo erozji wodami powodziowymi, które uruchamiały materiał ilasty w formie gęstych potoków błotnych. Krzyszkowski (2001) na podstawie cech mineralnych serii piasków i żwirów z Bielanych zaliczył je do formacji Bielany–Kępy. Cechuje się ona jego zdaniem dużą zawartością granatu i sylimanitu. Sylimanit jest minerałem pochodzącym z paleozoicznej osłony masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka, która uległa metamorfizmowi kontaktowemu. Materiał dostarczany był przez rzekę płynącą z kierunku południowego (Krzyszkowski, 2001).

Nieco inny skład mineralny posiadają utwory formacji gozdnickiej opisywane przez Krzyszkowskiego (2001) z otworu w rejonie Snowidzy, we wschodniej części badanego obszaru. Dominował tam cyrkon i andaluzyt (od 20 do 30% każdy składnik) z domieszką turmalinu, dystenu i rutylu (zawartość procentowa każdego składnika 5–8%). Utwory te wydzielone zostały przez Krzyszkowskiego (2001) jako formacja Snowidzy. Tworzyły się przez lokalną rzekę płynącą z masywu Wzgórz Strzegomskich. Cyrkon dominujący we frakcji minerałów ciężkich pochodzi z granitu strzegomskiego a andaluzyt ze skał jego metamorficznej osłony (Krzyszkowski, 2001).

9. Neogen-plejstocen nierozdzielony

R u m o s z e . Utwory te leżą na bazaltach oraz skałach metamorfiku kaczawskiego i gnejsach. Utwory te tworzą pokrywę gruzową zalegającą na litych skałach. Te utwory będące produktem wietrzenia mechanicznego są młodsze od regolitów i osadowych kaolinitów. Tworzyły się prawdopodobnie w plejstocenie i w różnych okresach plejstocenu. Obserwowane były w obrębie wychodni skał paleozoicznych w rejonie Łagiewnik Średzkich (Badura i in., 2003b). W profilach geologicznych nad utworami paleozoicznymi występował rumosz skalny powstały in situ, o miąższości przekraczającej 2 m. Zdaniem autora osad ten tworzył się w pliocenie. W stropie wydzielić można zwietrzelinę redeponowaną, która oprócz skały miejscowej (tj. łupków paleozoicznych) zawiera również otoczaki kwarcu o średnicy do 8 cm. Prawdopodobnie utwór ten tworzył się już w plejstocenie. Rumosze tworzą również pokrywy gruzowe na bazaltach, co obserwowane było w Kosiskach.

Trudno jest jednoznacznie wskazać na wiek tworzenia tych utworów. Osady te podobnie wykształcone mogły tworzyć się w różnych okresach neogenu i plejstocenu. Były one stwierdzane pod

południowopolskimi glinami zwałowymi zarówno na skałach paleozoicznych jak i młodszych bazaltach. Część z nich odsłania się na powierzchni terenu i mogą być wtedy młodsze.

10. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Utwory czwartorzędowe są najszerszej rozprzestrzenione na obszarze Wysoczyzny Średzkiej. Tam też ich miąższość jest największa, dochodzi do 40 m. W części południowej i środkowej, na Wzgórzach Strzegomskich ich występowanie ograniczone jest do dolin rzecznych i niewielkich pokryw lessów i glin zwałowych. Miąższość tych utworów na tym obszarze na ogół nie przekracza kilku metrów.

Brak danych na badanym obszarze odnośnie występowania osadów z wczesnego plejstocenu. Najstarszymi utworami plestoceniowymi mogą być serie rzeczne leżące pod glinami południowopolskimi stwierdzone w kopalni Jaroszków na arkuszu Świdnica (Brodzikowski, Van Loon, 1984). Kural (1982) prócz żwirów, które wiąże z preplejstocenem, wydziela także serię utworów rzecznych, które jego zdaniem powstały w początkowych etapach zlodowaceń południowopolskich. Osady te stwierdzone zostały pod najstarszymi glinami zwałowymi w profilach otworów w północnej części rowu Roztoki–Mokrzyszowa.

Plejstocen dolny–zlodowacenia południowopolskie

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (dolne). Utwory wodnolodowcowe na tym obszarze obserwowano w czasie prowadzenia badań geologicznych wzdłuż modernizowanej autostrady A-4 (Badura i in., 2003b). Badania wykazały, że utwory wodnolodowcowe powstały z przemywania trzeciorzędowych serii rzecznych na przedpolu lądolodu, przez wody roztopowe. W osadzie fluwio-glacialnym obserwowano allochtoniczne bloki mułków neogeńskich. Miąższość osadów dochodzi do 16 m. W rejonie Kęp na skarpach przebudowywanej autostrady A-4 odsłaniały się utwory wodnolodowcowe w glacitektonicznych szerokopromiennych strukturach fałdowych. Leżą one pod horyzontalnie zalegającym pakietem gliny zwałowej z okresu zlodowacenia Odry. Utwory te mogą reprezentować osad sprzed nasunięcia lądolodu, prawdopodobnie z okresu zlodowacenia Sanu 1.

Pod względem litologicznym są to żółte piaski i żwiry słabo spojone. Zdecydowanie w nich przeważa kwarc ale stosunkowo duży jest udział skał północnych.

Istnieją różne poglądy na temat ilości zlodowaceń, które pokryły obszar przedsudecki. Jahn (1981), Jahn i Szczepankiewicz (1967), Walczak (1970, 1972), Szczepankiewicz (1963, 1969, 1972) byli zwolennikami dwukrotnej transgresji lądolodu na obszar Sudetów.

W nowszych opracowaniach dominują poglądy o dwukrotnej transgresji lądolodu na obszar przedpola Sudetów w czasie zlodowaceń południowopolskich (Czerwonka, Krzyszkowski, 1992, Czerwonka i in., 1998, Krzyszkowski, 1998; Badura, Przybylski, 1988) i jednym w czasie zlodowacenia Odry.

Krzyszkowski i Allen (2001) w kopalni Jaroszków wyróżnili dwa poziomy glin południowopolskich (głina dolna i środkowa) oraz jedną glinę środkowopolską (głina górna). We wcześniejszej pracy Brodzikowski, Van Loon (1984) dolne gliny zaburzone glacitektonicznie zakwalifikowali do zlodowacenia południowopolskiego, natomiast wyższy niezaburzony poziom do gliny z okresu zlodowacenia Odry.

Gliny zwałowe występują w obrębie wysoczyzn, gdzie pokrywają ility formacji poznańskiej i osady piaszczyst-żwirowe formacji gozdnickiej. Występuje także w spągowych częściach lokalnych obniżen. Gliny zwałowe są ciemnobrunatne lub ciemnoszare zależnie od domieszki neogeńskiego iłow węglistych lub detrytusu ksylitowego. Są to na ogół gliny piaszczyste z domieszką frakcji iłowej, dzięki czemu stają się lekko plastyczne. Powstały one w wyniku przerobienia przez lodowiec lokalnych zwietrzelin, dlatego charakteryzują się one znacznie większą zawartością kwarcu oraz lokalnych skał sudeckich niż gliny na obszarze północnej części Niziny Śląskiej. Ma to również odbicie w składzie minerałów ciężkich tych utworów. Gliny te zawierają bardzo duży udział epidotu, dystenu, staurolitu i andaluzytu, minerałów, które dostały się do osadu z wietrzenia skał metamorficznych. Znaczny udział turmalinu i rutyli może być wyjaśniony bliskim sąsiedztwem strzegomskiego masywu granitoidowego.

Gliny zwałowe południowopolskie stwierdzane były w rejonie Wądroża Wielkiego w profilach geologicznych wzdłuż modernizowanej autostrady A-4. Gliny te występują w kilkumetrowych pakietach ponasuwanych glacitektonicznie na utwory zastoiskowe i wodnolodowcowe. Opisane wyżej gliny charakteryzują się małą przewagą skał krystalicznych północnych nad wapieniami paleozoicznymi ($O/K = 0,80$; $K/W = 1,15$; $A/B = 0,77$). Gliny o podobnych parametrach petrograficznych opisywane były w północnej części Dolnego Śląska (Czerwonka i in., 1997) i określone jako litotyp Krzesinki. Uważa się je za gliny powstałe w czasie zlodowacenia San 2. W kopalni glin ogniotrwałych Halina opisywano szare gliny zwałowe (Kural, 1986) rozdzielone utworami wodnolodowcowymi. Utwory te są silnie zaburzone glacitektonicznie. Obserwowano fałdy pionowe i obalone. Zaliczono je do utworów południowopolskich (Kural, 1986).

Gliny w kopalni Halina i Stanisław zaliczona została przez Krzyszkowskiego i Allena (2001) do poziomu gliny środkowej. Autorzy uważali ją za górną glinę południowopolską. Gliny te mają analogiczne własności petrograficzne jak opisane wyżej gliny z rejonu Wądroża Wielkiego.

Zlodowacenia środkowopolskie

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (dolne). W profilach geologicznych powstałych przy modernizowaniu autostrady A-4 (Urbański i in., 2007, Kowalska, Urbański, 2005) stwierdzono występowanie serii szarych żwirów i piasków różnoziarnistych, przekątnie i rynnowo warstwowych. Osad poza ziarnami grubookruchowymi, które budują szkielet ziarnowy, zawiera masę wypełniającą drobno-piaszczystą i pylastą. Składa się we frakcji żwirowej z kwarcu, litytów, skał krzemionkowych, zieleńców, wulkanitów permskich (czerwonych porfirów, melafirów). W osadzie stwierdzono pojedyncze ziarna materiału północnego (granitoidów, krzemieni) – w próbach żwirowych 0,5–1,0 cm zawartość nie przekraczała 1%. Osady te zakwalifikowano jako utwory stożków rzecznych z okresu zlodowacenia Odry. Stożki napływowe po przekroczeniu krawędzi morfologicznych o genezie tektonicznej, sypane były na wyrównany obszar przedpola Sudetów.

Na obszarze arkusza Wądroże Wielkie osady tego typu opisywane były również w Lusinie, Osieku (Krzyszowski, 2001), Bielanach (Krzyszowski, 2001; Kowalska, Urbański, 2005a, b). Według Krzyszowskiego (2001) utwory te można korelować z środkową serią fluwialną wydzielaną w Jaroszowie (Krzyszowski, Allen, 2001), którą autorzy wiązali z interglacją wielkim.

Utwory te zdaniem autora tworzyły się w chłodnym okresie poprzedzającym nasunięcie się lądolodu w zlodowaceniu Odry, który rozpoczął się u schyłku interglacjału wielkiego i trwał aż do transgresji. Odpowiada on wydzielanej na obszarze Saksonii fluwialnej serii Mittelterasse (Urbański, 1998).

M u ł k i z a s t o i s k o w e występują głównie w Damianowie. Mniejsze wystąpienia wykarbowane zostały w rejonie Mściwojowa i Nidaszowa. Odślaniają się w miejscach gdzie pokrywa glin została zredukowana przez procesy erozji. Są to laminowane mułki z cienkimi przewarstwieniami piasków pylastych. Osady są szarżółte lub szare.

Utwory te osadzone były w rozległych zbiornikach zaporowych, jakie tworzyły się pomiędzy czołem transgredującego lądolodu a wzniesieniami zbudowanymi ze skał paleozoicznych (Góra Jagodzina).

Poza tym rejonem znane są z opisów otworów archiwalnych. Zalegające one pod gliną zwałową z okresu zlodowacenia Odry. W kopalni Jarosów stwierdzono, że ich przejście od niżej ległych osadów rzecznych jest ciągle (Krzyszowski, Allen, 2001). Miąższość osadów dochodzi do 20 metrów.

G l i n y z w a ł o w e z okresu zlodowacenia Odry odślaniają się głównie w południowo-wschodniej części badanego obszaru w rejonie Udanina. Mniejsze płyty glin występują na powierzchni terenu w Budziszowie Wielkim, na południe od Snowidzy oraz w północno-wschodniej części badanego obszaru. Miąższość tych utworów waha się na ogół od 0,5 do kilkudziesięciu metrów. Gliny te są często odwapnione w partiach stropowych, silnie piaszczyste. Ze skał północnych wystę-

pują granitoidy i porfiry skandynawskie oraz krzemienie. Ziarna wapieni paleozoicznych przeważnie nie zachowały się w wyniku procesów wietrzenia. Gliny te zawierają duży udział kwarcu. Ze skał lokalnych występują łupki kwarcowo-serycytowe, bazalty, zieleńce, diabazy oraz porfiry i piaskowce.

Gliny te jak wynika z obserwacji profilów geologicznych na autostradzie A-4 (Urbański i in., 2007), zalegają horyzontalnie na zaburzoną cokolę złożonych z utworów południowopolskich oraz osadów neogeńskich. Na glinach tych często zalega cienka pokrywa osadów wodnolodowcowych, deluwialnych oraz lessu.

Piaski, żwiry, głazy moren czołowych występują na północnej granicy obszaru arkusza. Stanowią one kontynuację form wydzielanych na arkuszu Prochowice SMGP.

Piaski i żwiry ozów rozciągają się na południe od Wrościsławic. Forma ta złożona jest głównie z piasków z cienkimi ławicami żwirów. Warstwowanie skośne rzadziej równoległe. Żwiry występują w stropowej części ozu. Większość ziarn żwiru wykazuje dobre obtoczenie. Wśród ziarn kwarcu występują głównie odmiany błyszczące. W składzie petrograficznym dominuje kwarc (73–85%), granity, gnejsy skandynawskie (3–10%), kwarcyty sudeckie (2–4%), łupki kwarcowo-serycytowe (2–3%), lidyty (2–3%).

Piaski, żwiry, mułki kemów występują w obrębie większych pokryw wodnolodowcowych, gdzie dominują w morfologii terenu. Wyróżnić można trzy obszary występowania kemów: w rejonie Szymanowa, na południe od Wądroża Wielkiego oraz na wschód od Udanina. Utwory te osiągają miąższość do 25 metrów. Są to żółte piaski warstwowane horyzontalnie i skośnie.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) są szeroko rozprzestrzenione na obszarze Wysoczyzny Średzkiej i Równiny Chojnowskiej. Powstały w czasie wycofywania się lądolodu z obszaru badań. Utwory te przeważnie tworzą pokrywę na glinach zwałowych. Niekiedy występuje na nich warstwa lessu. Osad ten jest warstwowany równoległe, słabo wysortowany. Cechuje się urozmaiconym składem petrograficznym (Urbański i in., 2007). We frakcji żwirowej zawiera głównie kwarc, porfiry permskie, lidyty, melafiry. W mniejszej ilości występują bazalty, łupki krzemionkowe. W osadzie stwierdzono stosunkowo dużo materiału północnego, głównie granitoidów skandynawskich. Miąższość tych utworów waha się od 0,5 do 15 m.

Złodowacenie północnopolskie

Żwiry i piaski tarasów nadzalewowych tworzą najwyższy poziom tarasowy w dolinie Wierzbiaka i Cichej Wody o wysokości od 2 do 6 m n.p. rzeki. Są to szare żwiry niekiedy dobrze wysortowane zawierające niewielką ilość frakcji pyłowej. W próbach pobranych z odsłoneń na tarasie nadzalewowym Wierzbiaka, w Pawłowicach Wielkich, we frakcji żwirowej, dominują ziarna kwarcu (93–95%), bazaltów (1–2%), lidyty (do 2%), łupków krzemionkowych (do 2%), gnejsy, fyllity (do 1%) (Bere-

zowska, Berezowski, 1979). Zaznacza się mały udział materiału skandynawskiego (ok. 1%). Utwory tarasu nadzalewowego Cichej Wody charakteryzują się mniejszym udziałem kwarcu (66–86%) i większą zawartością lokalnego materiału sudeckiego (Berezowska, Berezowski, 1981).

Lessy i gliny lessopodobne leżą między Skałą a Pawłowicami Wielkimi a także w rejonie Taczalina. Miąższość ich waha się od 0,5 do 2,5 m. We wkopach wzdłuż autostrady A-4 obserwowano ich wystąpienia na znacznej długości profilu. Są żółte i żółtobrazowe. Lessy złożone są prawie wyłącznie z frakcji pyłowej i nie wykazują struktur sedimentacyjnych. Utwory są zwykle porowate i słabo zwarte. W partiach spągowych występują konkretje węglanowe. Obserwowano utwory pylaste, które uległy przemieszczeniu po powierzchni stoku. Zawierają wówczas domieszkę frakcji piaszczystej a niekiedy również smugi piaszczyste. W osadach zaznacza się w tym wypadku słabo widoczne warstwowanie.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gliny i piaski deluwialne tworzą pokrywy na skałach paleozoicznych w obrębie Wzgórz Strzegomskich oraz występują u podnóży wzniesień oraz w lokalnych zagłębieniach. W sąsiedztwie wychodni zawierają duży udział miejscowych skał lokalnych. Gliny deluwialne niekiedy przypominają wyglądem makroskopowym gliny zwałowe. Zaznacza się w nich segregacja materiału: ślady zmywów stokowych i soliflukcji. Miąższość tych utworów dochodzi do 2–3 m.

c. Holocen

Namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo-przepływowych wypełniają dna niewielkich zagłębień pochodzenia wytopiskowego. Są to szaropopielate osady mułkowe i mułkowo-piaszczyste zawierające substancję organiczną, przewarstwione czarnymi mułkami z detrytusem roślinnym. Osiągają miąższość od 1 do 2,0 m. Występują w obrębie wysoczyzny morenowej w rejonie Bartoszkówka.

Piaski i żwiry rzeczne występują w obrębie tarasów zalewowych od 0,5 do 2,0 m n.p. rzeki Wierzbiaka i Cichej Wody oraz wypełniają współczesne koryta tych rzek. Wypełniają również ich boczne dopływy. W składzie petrograficznym tych osadów dominuje kwarc z domieszką skał skandynawskich, litytów, gnejsów, bazaltów i łupków metamorficznych. Miąższość tych utworów dochodzi do 3 m.

Dna dolin pokryte są m a d a m i wzajemnie przewarstwiają się brązowe mułki laminowane zawierające domieszkę zbutwiałych szczątków roślinnych i wkładki piasku pylastego.

W dolinie Wierzbiaka, na południe od Strachowic, występują t o r f y i n a m u ł y t o r f i a s t e , obecnie silne zawodnione. Niewielkie wystąpienia torfów stwierdzono również w płytkich zagłębieniach wytopiskowych w rejonie Lusiny.

B. TEKTONIKA

Większa część obszaru arkusza należy do bloku przedsudeckiego, a jedynie południowa i środkowa jego część jest częścią Sudetów.

Podział na ukształtowane w paleozoiku jednostki tektoniczne, przedstawiony na szkicu tektonicznym nawiązuje do propozycji przedstawionej przez Cymermana (2004).

Na bloku przedsudeckim w części środkowej obszaru arkusza występuje zrąb tektoniczny Wzgórz Strzegomskich a w pozostałej jego części występują utwory metamorfiku kaczawskiego należące do jednostki Złotoryja–Luboradz.

W skałach metamorfiku kaczawskiego obserwuje się struktury tektoniczne powstałe jeszcze w paleozoiku. Starsze interpretacje zakładały obecność w nich dużych płaszczowin powstałych podczas orogenezy kaledońskiej lub waryscyjskiej, przy czym kierunek ich przemieszczeń wyznaczano na podstawie asymetrii mezofałdów (m.in. Schwarzbach, 1939; Teisseyre, 1963, 1967; Jerzmański, 1965, 1969; Oberc, 1972, 1982).

Nowsze badania dowiodły, że struktura kompleksu kaczawskiego została ukształtowana głównie podczas orogenezy waryscyjskiej i nosi cechy przyzmy akrecyjnej złożonej złożonej z jednostek nasunięciowych: większych o charakterze płaszczowinowym i mniejszych typu łusek i melanży (Baranowski i in., 1987, 1990; Collins i in., 2000; Seston i in., 2000; Kryza, Muszyński, 2003). Szczegółową analizę strukturalno–kinematyczną tych struktur przedstawił Cymerman (2002), który wyróżnił w metamorfiku kaczawskim jednostki parautochtoniczne zlokalizowane w części zachodniej i jednostki allochtoniczne w części wschodniej. Według tej hipotezy na arkuszu Wądroże jednostką parautochtoniczną jest jednostka Złotoryji–Luboradza, na której zalegają nasunięte ze wschodu na zachód ciała melanży, a na nich z kolei jednostki allochtoniczne: Chełmca i Jakuszowej. Pewnym odstępstwem od powyższego, generalnego schematu, jest stwierdzenie nasuwania się melanżu ze Stanisławowa z zachodu na wschód, czyli na jednostkę Chełmca (Baranowski i in., 1998).

Rejestrowany na arkuszu Wądroże Wielkie inwentarz mezostruktur w metamorfiku kaczawskim powstał w wyniku deformacji polifazowej (por. Jerzmański, 1965; Wajsprych, 1974; Haydukiewicz, 1977; Baranowski i in., 1998; Cymerman, 2002). Generalnie w warunkach metamorfizmu regionalnego miały miejsce dwie główne fazy deformacji: D1 i D2. Z pierwszą fazą, w warunkach facji zieleńcowej (lokalnie facji łupków glaukofanowych), związany jest rozwój foliacji metamorficznej S1, która jest strukturą złożoną. Najczęściej, jak np. w wielu łupkach metaosadowych foliacja ta jest strukturą naśladowczą względem warstwowania sedymentacyjnego S0, powstałą wskutek rozpuszczania pod ciśnieniem składników mineralnych podczas statycznego, grawitacyjnego obciążenia przez nadległe masy skalne. Zwykle w takich przypadkach na powierzchniach foliacji S1 nie spotyka się równowiekowych z nią struktur liniowych. Istnieją też miejsca gdzie wzdłuż powierzchni granic

litologicznych, podczas orogenicznych przemieszczeń nasuwczych doszło do zlokalizowanego ruchu i rozwoju foliacji S1 o charakterze struktur ze ścinania typu S-C (Cymerman, 2002). W skałach pierwotnie warstwowanych poddanych ścinaniu tego typu doszło do rozerwania i transpozycji fragmentów laminek. W miejscach takich spotyka się śródfoliacyjne, wąskopromienne fałdki F1 oraz dobrze rozwiniętą na powierzchniach foliacji S1 lineację ziarna L1. O skali deformacji ścięciowej fazy D1 świadczą silnie rozciągnięte poduszki w zieleńcach powstałych z law poduszkowych. Struktury liniowe fazy D1 na arkuszu Wądroże Wielkie odznaczają się przeważnie upadami ku NW lub SE, zaś wskaźniki kinematyczne dokumentują transport tektoniczny o charakterze nasuwczym ku W lub NW, głównie w reżimie lewoskrętnej transpresji (Cymerman, op. cit.).

Podczas fazy D2, w warunkach podatno - kruchych doszło do zafałdowania serii skalnych. Na arkuszu Wądroże Wielkie serie te wykazują bardzo zróżnicowaną orientację. Przeważają połogie do stromych upady ku NE lub SW. W skali odsłonięcia często widoczne są fałdy F2 o zróżnicowanej geometrii (fałdy otwarte, asymetryczne do wąskopromiennych) o osiach połogo zapadających ku zachodowi, rzadziej ku północnemu zachodowi. Fałdom tym towarzyszy zwykle kliważ osiowy S2, szczególnie widoczny w partiach ilastych fyllitów gdzie może stanowić główną powierzchnię łupliwości skał. Na powierzchniach foliacji S1 zaznacza się on w formie drobnych zmarszczkowań i krenulacji. Powierzchnie kliważu S2, określane często jako „wtórne złupkowanie” na skrzydłach fałdów mogą być lekko skośne w stosunku do S1 lub być z nią zgodne. Lokalnie wzdłuż powierzchni S2 dochodziło do ruchu mas skalnych. Rozwinęły się wówczas pasemka ścinania typu C' dokumentujące etap regionalnej ekstensji z przemieszczeniami ku zachodowi lub wschodowi (Cymerman, 2002). Doszło wówczas do zaburzenia istniejących granic litologicznych i ograniczonych przemieszczeń, sprawiających lokalnie wrażenie dominujących nasunięć.

Na arkuszu Wądroże Wielkie młodsze etapy deformacji waruscyjskiej w metamorfiku kaczawskim zaznaczyły się rozwojem fałdków załomowych oraz systemami spękań i szczelin wypełnionych lokalnie kwarcem, kalcytem lub chlorytem, rzadziej epidotem. Część z tych żył związana z działalnością hydrotermalną zawiera bogatą mineralizację polimetaliczną.

Zupełnie odmienny charakter budowy strukturalnej posiada zrąb Masywu Strzegom–Sobótka (Przybylski, 2009).

W obrębie metamorficznej okrywy masywu granitoidowego zaznaczają się dominujące kąty zapadu foliacji ku północy w skałach jednostki Luboradza i ku południowi w skałach jednostek Olszan i płaskich wzgórz świadczą zdaniem Kurala (1982) o kopułowym ułożeniu skał osłony i wpływie intruzji na ich tektonikę. Według Clossa (1922) ciało intruzywne ma formę lakkolitu. Zdaniem Majerowicza (1972) intruzja ma charakter postkinematyczny w stosunku do skał osłony, miejscami nawiązując do struktur tektonicznych okrywy, a miejscami wdzierając się niezgodnie w otaczające ją

skały. W obrębie skał granitowych występują liczne spękania ciosowe. Closs (1922) wyróżnia trzy podstawowe systemy tych spękań: „S” – kompresyjny cios pionowy o kierunku NE–SW); „Q” – cios tensyjny, pionowy o kierunku 145–170° oraz „L” – cios pokładowy, zbliżony do poziomego. Wyróżniono dwa systemy spękań diagonalnych przebiegające w kierunkach N–S i W–E. Szczeliny spękań „S” są w większości zaciśnięte i słabo zmineralizowane. Spękania „Q” są natomiast rozwarte i cechują się silną mineralizacją. W spękaniach „Q” i diagonalnych N–S występują czasami rysy ślizgowe. Oprócz opracowania Clossa (1922) spękania ciosowe masywu Strzegom–Sobótka omawiają szczegółowo prace Podstolskiego (1970) i Majerowicza (1972)

O ruchach tektonicznych w paleogenie i neogenie można wnioskować na podstawie rozwoju wulkanizmu bazaltowego. Z fazą saawską (oligocen górny -miocen dolny) związane są wylewy bazaltowe na obszarze całego bloku przedsudeckiego. W fazie styryjskiej (karpatian) dochodziło do intensywnego zapadania rowów przedgórskich (m.in. rowu Roztoki–Mokrzyszowa położonego na południu od bloku granitoidowego Strzegom–Sobótka). W tym okresie, na obszarze obniżającym się akumulowane były miększe serie utworów formacji ścinawskiej. Rozwijał się również intensywnie wulkanizm. Ruchy tektoniczne w fazie attyckiej pod koniec badenianu powodowały dalsze obniżanie się obszaru przedsudeckiego. W pliocenie dochodziło do wydźwignięcia bloków tektonicznych. Struktury paleozoiczne uległy spękanom na liczne bloki i znacznym przemieszczeniom pionowym. Granity masywu Strzegom–Sobótka, wraz ze skałami metamorficznej okrywy wyniesione zostały jako zrąb tektoniczny, tworzący obecne Wzgórze Strzegomskie. W okresie tym nasiliła się akumulacja grubo-okruchowych serii rzecznych na przedpola Sudetów.

Ruchy tektoniczne, które się uaktywniły od pliocenu mogły być przyczyną gwałtownych zjawisk sejsmicznych, które zapisane zostały w deformacjach osadów o genezie sejsmicznej (Krzyszowski, Allen, 2001). Analogiczne procesy opisywane były przez (Mastalerza, Wojewodę, 1990; Wojewodę i in., 1995) w rejonie Rokitek.

Gwałtowne zmiany w przebiegu sieci rzecznej we wczesnym plejstocenie odzwierciedlają prawdopodobnie regionalne wyniesienie części sudeckiej badanego obszaru (Krzyszowski, 2001).

Krzyszowski (2001) na podstawie morfologii terenu wydzielił na badanym obszarze szereg jednostek blokowych, które były mobilne w pliocenie oraz w plejstocenie. Wyróżnił on szereg uskoków przebiegających w kierunku ESE–WNW – uskoki Jaroszków–Lusina, uskoki Udanin–Osiek, uskoki Wichrów–Wądroże Wielkie. W kierunku SSW–NNE przebiega uskoki Mściwojów–Snowidza. Skarpa uskoku Mściwojów–Snowidza dobrze zaznacza się w morfologii terenu. Jest stroma, osiąga wysokość od 20 do 30 m. Pokrywa się przebiegiem z uskokiem zaznaczającym się podłożu paleozoicznym. O ruchach tektonicznych w plejstocenie świadczy erozja osadów lodowcowych na skrzydle podniesionym (Krzyszowski, 2001).

Krzyszkowski i Allen (2001) sugerują dwie fazy tektoniczne w strefie Jaroszowa. Pierwsza nasiliła się przed wkroczeniem lądolodu w okresie zlodowacenia Odry i druga u schyłku zlodowaceń środkowopolskich aż po zlodowacenie wisły.

O współczesnych ruchach tektonicznych mogą świadczyć ugięcia profili podłużnych poziomów dolinnych Strzegomki i Pełcznicy w strefie uskoku sudeckiego brzeżnego (Krzyszkowski, Stachura, 1998). Najmłodsze ruchy na uskoku sudeckim brzeżnym udowodnione zostały badaniami geodezyjnymi (Cacoń, Dyjor, 2002).

Wzmoczone okresy aktywności tektonicznej są zazwyczaj związane z przełomem pliocenu i czwartorzędu oraz w późnym plejstocenie. Zapis historycznych wstrząsów sejsmicznych wzdłuż uskoku sudeckiego brzeżnego zawierają opracowania Pagaczewskiego (1972) oraz Dyjora i Oberca (1983).

Badania geologiczne prowadzone wzdłuż modernizowanej autostrady A-4 wykazały istnienie zjawisk glacitektonicznych w północnej części badanego obszaru. W profilowanych skarpach obserwowano liczne deformacje glacitektoniczne, co nie było dotąd opisywane w literaturze ani nie było przedstawiane na mapach geologicznych. W strefach wyraźnego litologicznego zróżnicowania osadów obserwowano głównie deformacje nieciągłe, nasunięcia i łuski glacitektoniczne. Ten typ deformacji wynika przede wszystkim z bardzo dużej różnicy własności plastycznych uwodnionych ilów i mułków formacji poznańskiej oraz z zamrażniętych serii piaszczystych. W monotonnie wykształconych seriach osadowych występowały głównie deformacje fałdowe.

Wyniki pomiarów mezostruktur glacitektonicznych w rejonie Wądroża Wielkiego wskazują na kierunek nasuwania się lądolodu z WNW ku ESE. Na przeszkodzie lądolodu stały wydźwignięte tektonicznie bloki starszego podłoża podkenozoicznego, które pełniły rolę masy oporowej. W tych miejscach występują mezostruktury glacitektoniczne świadczące o silnej kompresji. Reakcja sztywnych bloków tektonicznych na naciskający lądolód powodowała powstanie także nacisków o tym samym kierunku, ale przeciwnym zwrocie.

W rejonie Wądroża Wielkiego stwierdzono występowanie gliny z okresu zlodowacenia san w strukturach glacitektonicznych. Wyższa glina leżąca horyzontalnie na tych strukturach jest uważana za glinę z okresu zlodowacenia Odry. Na tej podstawie można przyjąć wiek zaburzeń glacitektonicznych na okres zlodowacenia san lub fazę transgresywną zlodowacenia Odry.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar arkusza Wądroże Wielkie został ukształtowany w ciągu wielofazowej ewolucji obejmującej złożone procesy sedymentacyjno-diagenetyczne, dynamo-metamorficzne, magmowe, erozyjne i wietrzeniowe. Jej początek datuje się na okres neoproterozoik – ordowik dolny kiedy to w stre-

fie sakso-turyngijskiej, na północnych peryferiach pra-kontynentu Gondwany, został ukształtowany orogen kadomski (Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Linnemann i in., 2000; Żelaźniewicz, 2003). Zakłada się, że ten speneplizowany górotwór, choć bezpośrednio nie udokumentowany na arkuszu Jawor, stanowi głębokie podłoże, na którym począwszy od (?) kambru lub ordowiku rozpoczął się nowy cykl sedimentacyjny basenu (metamorfiku) paleozoicznego Gór Kaczawskich, który trwał do dolnego karbonu i zakończył się orogenezą waryscyjską (Żelaźniewicz, 1997; Żelaźniewicz i in., 1997).

Początek waryscyjskiego cyklu na arkuszu Wądroże Wielkie wiąże się z inicjalnym ryftingiem kontynentalnym i aktywnością wulkaniczną, podczas której doszło do wylewów law bazaltowych reprezentowanych dziś przez zieleńce i łupki zieleńcowe. Następnie, na ukształtowanej pasywnej krawędzi kontynentalnej deponowane były osady silikoklastyczne (szare łupki i fyllity) o charakterze fliszoidowym, ze znacznym udziałem psammitów i psefitów. Wraz z dalszym rozciąganiem podłoża kadomskiego następowało stopniowe pogłębianie zbiornika, oddalanie się obszarów alimentacyjnych i kontynuacja działalności wulkanicznej przejawiająca się depozycją wkładek tufitowych (fyllity pstre), wulkanoklastyków (= metatufoidy) oraz intruzjami części bazaltów alkalicznych (sille meta-diabazów) i pojedynczymi wylewami law trachitowych. Pod koniec ordowiku i w sylurze nastąpił główny etap ryftogenezy, który doprowadził do wytworzenia dna o cechach skorupy oceanicznej zbudowanej z grubych mas bazaltów typu E i N-MORB tworzących obecnie płyty zieleńców jednostki Jakuszowej. Przykrywające je lokalnie dolnosylurskie, ilaste i krzemionkowe łupki graptolitowe stanowiły osady facji hemipelagicznej deponowane w warunkach redukcyjnych w dużym oddaleniu od obszarów lądowych. W sylurze lub dewonie trwała szelfowa sedimentacja czarnych i szarych kwarcytów. W dolnym karbonie wśród osadów ilasto – mułowcowych pojawiają się większe przeławienia piaszczysto – szarogłazowe zwiastujące zmianę środowiska sedimentacji wywołaną nadciągającym, waryscyjskim frontem orogenicznym. Wraz z pojawieniem się pierwszych ruchów tektonicznych powodujących deformację dna zbiornika te najmłodsze i najmniej skonsolidowane osady podlegały grawitacyjnym ruchom masowym powodując uformowanie się ciała melanżu ze Stanisławowa. W ostatniej fazie rozwoju basenu miała miejsce akumulacja grubej serii silikoklastycznej fliszu normalnego.

W czasie orogenezy waryscyjskiej, heterogenicznej w czasie i przestrzeni, nastąpiła deformacja i regionalny metamorfizm utworów basenu paleozoicznego. Na całym obszarze Sudetów nastąpiło litosferyczne skrócenie, sektorowe zamykanie basenu i w końcu utworzenie pryzmy akrecyjnej (Aleksandrowski i in., 1997; Cymerman i in., 1997; Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Seston i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Żelaźniewicz, 2003). W sensie paleogeograficznym procesy te związane są z kolizją terranów środkowoeuropejskich: Sakso-Turyngii, Bohemii i Moldanubii z Avalonią (Franke, 2000; Winchester i in., 2002).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

| Stratygrafia | | | | Utworki (opis litologiczny) | Procesy geologiczne | | | | |
|---|--|------------------------------------|----------------------------------|--|---|--|-----------------------------|---|--|
| System | Oddział | Piętro | Podpiętro | | | | | | |
| C z w a r t o r z e d | H o l o c e n | | | Torfy — ${}_t Q_h$ Mady — ${}_{gp} Q_h$ Żwiry i piaski rzeczne — ${}_{pż} Q_h^{(t)}$ Namuly zagłębiń bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}_n Q_h$ | Akumulacja osadów organicznych Akumulacja osadów rzecznych | | | | |
| | | | | Gliny i piaski deluwialne — ${}_{gp}^d Q$ | Wietrzenie, i denudacja Rozwój pokryw wietrzeniowych i stokowych | | | | |
| | P l e j s t o c e n | Złodowacenia północnopoljskie | Złodowacenie Wisły | | Lessy i gliny lessopodobne — ${}_1 Q_{p4}$ Żwiry i piaski tarasów nadzalewowych — ${}_{pż} Q_{p4}^{(t)}$ | Procesy eoliczne Akumulacja osadów rzecznych | | | |
| | | | | | Złodowacenia środkowopoljskie | Złodowacenie Odry | | Piaski i żwiry, wodnolodowcowe górne — ${}_{pż2}^{fg} Q_{p3}^O$ Piaski i żwiry, mułki kemów — ${}_{pż} Q_{p3}^{(k)O}$ Piaski i żwiry, mułki ozów — ${}_{pż} Q_{p3}^{(o)O}$ Piaski, żwiry, głązy moren — ${}_{pż} Q_{p3}^{(gm)O}$ Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^g Q_{p3}^O$ Piaski i mułki zastoiskowe — ${}_{pm}^{li-g} Q_{p3}^O$ Piaski i żwiry, wodnolodowcowe dolne — ${}_{pż1}^{fg} Q_{p3}^O$ | Akumulacja osadów wodnolodowcowych Akumulacja osadów glacialnych Rozwój zbiorników zastoiskowych przed transgedującym lądolodem i akumulacja osadów glacialimicznych Akumulacja osadów wodnolodowcowych |
| | | Złodowacenia południowopoljskie | | | | | | Gliny zwałowe — ${}_{gzw1}^g Q_{p2}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż}^{fg} Q_{p2}$ | Akumulacja osadów glacialnych Akumulacja osadów wodnolodowcowych |
| | | | | | | | | | |
| | | Neogen- czwartorzęd | Neogen- plejstocen | | | | | | Rumosze — ${}_{m}^z PIQ_{p0}$ |
| | | Neogen | Miocen- pliocen | Miocen górny- pliocen | | Piaski, żwiry formacji gozdnickiej — ${}_{pż}^f M_3 PI$ | Akumulacja osadów rzecznych | | |
| | Miocen środkowy- pliocen | | | | Iły, mułki formacji poznańskiej — ${}_{im}^{f-li} M_2 PI$ | Akumulacja osadów rzecznych, jeziornych i bagiennych. Zapoczątkowanie rozwoju tektonicznej krawędzi Sudetów | | | |
| | Miocen | | Miocen dolny- miocen środkowy | | Iły, mułki, piaski, węgle brunatne — ${}_{impwbr} M$ | Akumulacja osadów rzecznych i lokalnie bagiennych w strefach aktywnych rowów i zapadlisk tektonicznych | | | |
| Paleogen- neogen | Oligocen- miocen | | | Bazalty i tufy bazaltowe — OIM Gliny zwietrzelinowe (regolity) — ${}_{gr} EM$ | Aktywność wulkaniczna Wietrzenie chemiczne, powstanie mięjszych pokryw zwietrzelin kaolinowych | | | | |

| | | | | | |
|------------------------------|--|--|--|---|--|
| Perm dolny – karbon górny | | | | Granity — P_1-C_3 | Plutonizm, wulkanizm |
| Karbon dolny – dewon | | | | Łupki szarogłazowe — $_{1sz} C_1-D$ | Sedymentacja serii osadowych, deformacje tektoniczne, metamorfizm |
| Sylur | | | | Łupki krzemionkowe, miejscami kwarcyty — $_{1kw} S$ Łupki zieleńcowe — $_{1k} S$ | Sedymentacja serii osadowych, wulkanizm |
| Ordowik – dewon | | | | Łupki serycytowo-kwarcowe, fyllity — $_{1kw} O-D$ | Sedymentacja serii osadowych |
| Neoproterozoik – kambryj | | | | Amfibolity — Pt_3-Cm_1 Gnejsy — $_a Pt_3-Cm_1$ | Plutonizm, wulkanizm, metamorfizm |

W okresie górnego karbonu i dolnego permu w kompleks skał metamorficznych intrudowały kwaśne magmy, które uformowały trzon masywu granitoidowego Strzegomia–Sobótki. Na kontakcie z intruzją skały metamorficzne uległy przeobrażeniu termicznemu. Powstały lokalne strefy shornfelsowania i przeobrażenia w łupki serycytowo-kordierytowe.

Brak utworów związanych z cyklem sedymentacyjnym permsko-mezozoicznym wskazuje, że prawdopodobnie obszar arkusza w całym tym okresie był łądem i ulegał erozji i denudacji.

W oligocenie dochodziło do wylewów bazaltowych. W paleocenie zachodziła sedymentacja w rowach tektonicznych i zapadliskach. W miocenie uaktywniła się tektonika blokowa, nasiliły się zjawiska wulkaniczne. Doszło do wyniesienia bloku Sudetów oraz powstania szeregu podrzędnych rowów i zrębów tektonicznych. Struktury te wypełniane były materiałem klastycznym a w miocenie środkowym i górnym również osadami organicznymi. Na wychodniach skał paleozoicznych tworzyły się miąższe pokrywy utworów zwietrzelinowych.

W pliocenie, w okresie ochłodzenia klimatu, na przedpolu Sudetów akumulowane były rozległe stożki rzeczne. Sedymentacja tych osadów kontynuowała się również w starszym czwartorzędzie. W plejstocenie na obszar arkusza trzykrotnie transgredowały lądolody skandynawskie. W czasie zlodowaceń południowopolskich dwukrotnie dochodziło do nasuwania się lądolodu. Okres rozdzielaający te ochłodzenia ma prawdopodobnie charakter interstadiału. Starsze pokrywy glin zwałowych zostały

w znacznej mierze usunięte erozyjne. Po okresie zlodowaceń południowopolskich na badanym obszarze zachodziła akumulacja utworów rzecznych.

W czasie zlodowacenia Odry dochodziło do zaburzeń glacitektonicznych w sąsiedztwie wyniesionych bloków podłoża podkenozoicznego. Utworzyła się rozległa pokrywa utworów zwałowych. W czasie recesji lądolodu, przy krawędzi uskoku sudeckiego brzeźnego, tworzyły się zbiorniki zastoiskowe. W północnej części badanego obszaru powstały formy akumulacji szczelinowej. W kolejnym etapie dochodziło do akumulacji utworów wodnolodowcowych.

W czasie zlodowacenia Wisły doszło do ukształtowania dolin Wierzbiaka i Cichej Wody. Na wysoczyznach akumulowane były osady eoliczne. W późnym plejstocenie i holocenie, na zboczach dolin uruchamiane były procesy denudacyjne. Na krawędzi uskoku sudeckiego brzeźnego powstawały stożki rzeczne.

W holocenie dochodziło do akumulacji w dolinach rzecznych. Ostatni etap przekształcania krajobrazu związany jest z działalnością człowieka, przede wszystkim z eksploatacją kruszywa naturalnego, w obrębie wychodni bazaltów i granitów.

IV. PODSUMOWANIE

Celem wykonywanej reambulacji było przedstawienie powierzchniowej budowy geologicznej na podstawie wydanych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów (SMGP) w skali 1:25 000. Uwzględnione zostały obecne podziały stratygraficzne, inna metodyka wykonywania map w skali 1:50 000 oraz nowe dane uzyskane z analizy materiałów archiwalnych, publikacji naukowych i prac terenowych. Weryfikację materiałów kartograficznych prowadzono w oparciu o nowe otwory wiertnicze, analizę geomorfologiczną obszaru oraz powtórny analizę dostępnych podstawowych danych terenowych. Na obszarze arkusza Wądroże Wielkie wykorzystano ponadto dane z wykartowanych profili geologicznych odsłaniających się wzdłuż autostrady A-4 (Badura i in., 2003b; Urbański i in., 2007).

Dane dostępne dla kaczawskiego kompleksu metamorficznego pozwoliły na zupełnie nowe przedstawienie ich schematu litostratygraficznego, są one jednak wciąż niewystarczające do jednoznacznego określenia wieku wielu wydzieleni. W tym celu należałoby podjąć dalsze badania mikrofaunistyczne dla skał metaosadowych oraz datowania geochronologiczne dla skał meta-wulkanicznych. Uzyskanie dla tych ostatnich datowań izotopowych umożliwiłoby precyzyjniejsze ustalenie czasu aktywności wulkanicznej i jej pozycji w ewolucji geotektonicznej basenu dolnopaleozoicznego.

Pomimo wykonania wielu głębokich otworów badawczych wciąż brakuje danych odnośnie hipotetycznego zalegania pod metamorfikiem kaczawskim podłoża kadomskiego czy też obecności większych ciał granitowych.

Wykonana analiza danych geologicznych pozwoliła zmodyfikować przedstawiony wcześniej obraz kenozoiku, głównie w zakresie rozprzestrzenienia neogeńskich i plejstocęńskich serii rzecznych na przedpolu Sudetów. W przedstawionej wersji mapy geologicznej szerzej uwzględniono także powszechnie występujące tu pokrywy pyłów eolicznych. Udokumentowano występowanie w północnej części terenu zaburzeń glacitektonicznych, co nie było dotąd przedstawiane w publikowanych opracowaniach.

W zaproponowanym schemacie stratygraficznym wykorzystano wyniki licznych prac badawczych. Istotne znaczenie miały tu przede wszystkim wyniki datowań bazaltów występujących na Wzgórzach Strzegomskich i na obszarze Pogórza Kaczawskiego.

Wiele zagadnień geologicznych pozostało nadal nierozwiązanych. Mało znany jest okres starszego plejstocenu, poprzedzający transgresję lądolodu w czasie zlodowaceń południowopolskich. Istnieje duży problem w rozdzieleniu serii fluwioglacjalnych rozmywających pokrywy neogeńskie od serii rzecznych. Spornym problemem jest ilość zlodowaceń, które dotarły na obszar Sudetów. Istnieją duże trudności w zakwalifikowaniu litostratygraficznym różnych poziomów glin zwałowych wobec dużej konsumpcji skał lokalnych przez transgredujący lądolód na obszar przedpola Sudetów a także silnego wietrzenia i denudacji glin zwałowych występujących na wysoczyznach. Jest to głównym powodem faktu braku bezpośredniej korelacji glin zwałowych z obszarem niżowym wyłącznie na podstawie wskaźników petrograficznych. Dalszych badań wymaga odtworzenie sieci rzecznej w neogenie na podstawie kryteriów morfologicznych i składu petrograficznego frakcji żwirowej oraz zawartości przezroczystych minerałów ciężkich.

Wrocław, 2009 r.

LITERATURA

- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red.: J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geological Society, London, Special Publications*, 201: 237–277. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- 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: 727–739.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000 — The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 90: 127–146.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięgi lądolodów plejstocęńskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 9–27.
- Badura J., Przybylski B., 2000 — Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.

- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005 — Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Prz. Geol.*, **54**: 145–153.
- 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): 57–65.
- Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka W., Przybylski B., Żyszkowska M., 2003a — Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A*, 24 (131): 21–49.
- Badura J., Cymerman Z., Cwojdzinski S., Horbowy K., Kowalska A., Przybylski B., Urbański K., 2003b — Dokumentacja odsłoneń liniowych dla potrzeb reambulacji i uaktualnienia szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 – autostrada A-4, obszar arkuszy: Leśnica (763), Środa Śląska (762), Wądroże Wielkie (761), Jawor (760). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddziału Dolnośląskiego, Wrocław.
- Baranowski Z., 1975 — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudet.*, **10**, 1: 119–151.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1970 — Preliminary note on structure in the northern trunk of the Góry Kaczawskie. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. geol. geogr.*, 18, 1: 43–50.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1982 — Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych metamorfiku Gór Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 141–156.
- 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 sedimentacji i wulkanizmu. *W: Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kraków: 61–73.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1998 — Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **31**, 1: 33–59.
- 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. Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 179, 2/3: 223–257.
- Berezowska, Berezowski 1979 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów arkusz Wądroże Wielkie. Wyd. Geol., Warszawa.
- Berezowska, Berezowski 1981 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów arkusz Tyniec Legnicki. Wyd. Geol., Warszawa.
- Białowska A., 1993 — Enklawy w bazaltoidach wzgórz Łysanka i Trupień (Dolny Śląsk). *Arch. Mineralogiczne*, 49: 145–197.
- Birkenmajer K., 1967 — Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Rocz. Ochr. Przyr.*, 32: 225–276.
- Birkenmajer K., Jerzmański J., Nairn M., 1970 — Studia paleomagnetyczne skał polskich. IV. Kenozoiczne bazalty Dolnego Śląska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **40**, 1: 31–61.
- 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: 1–19

- Brodzickowski K., 1984 — deformacje metasedymentacyjne w osadach czwartorzędu okolic Jaroszowa. *Acta Univ. Wratisl.*, 655, Pr. Inst. Geogr. Seria A Geografia Fizyczna, 3: 17–57.
- Brodzickowski K., Van Loon A. J., 1984 — Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jaroszów Zone (Sudetic Foreland). *Geol. Sudet.*, 18 (1): 123–195.
- Cacoń S., Dyjor S., 2002 — Recent crustal movements in Late Tertiary tectonic zones in the Sudetes and northern Sudetic Foreland, SW Poland. *Folia Quatern.*, 73: 31–16.
- Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981 — Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). *Kwart. Geol.*, 25, 2.
- Cloos H., 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin, 107 pp.
- 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. of the Geological Society*, London, 157: 283–288.
- Cwojdzinski S., Jodłowski S., 1982 — „Plamowe” koncentracje bazaltowe Masywy Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 203–222.
- Cymerman Z., 2004 — Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cymerman Z., 2002 — Analiza strukturalno — kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 175: 147.
- Cymerman Z., Piasecki M.A.J., Seston R., 1997 — Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 134: 717–725.
- Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1992 — Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, southwestern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 40: 203–233.
- Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1994 — Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland, western Poland. *Fol. Quatern.*, 65: 7–71.
- Czerwonka J. A., Dobosz T., Krzyszkowski D., 1997 — Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland). *Geol. Quart.*, 41: 209–242.
- Domańska-Siuda J., 2005 — Pochodzenie i ewolucja stopu macierzystego granitu hornblendowo-biotytowego z zachodniej części masywu strzegomskiego. Niepublikowane materiały. Arch. UW, 176.
- Domańska-Siuda J., 2007 — The granitoid Variscan Strzegom-Sobótka massif. Granitoids in Poland, AM Monograph No. 1: 179–191.
- Domańska-Siuda J., Bachliński R., Słaby E., 2004 — Studium izotopowe Rb-Sr i Sm-Nd granitu hornblendowo-biotytowego z masywu Strzegom-Sobótka i jego enklaw. 7 Ogólnopolska Sesja Naukowa Datowanie Mineralów i Skał: 14–18.
- Dyjor S., 1975 — Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. *W: Mat. 1 Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. 1.* Wyd. Geol., Warszawa: 217–229.
- Dyjor S., 1987 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce.* Ossolineum, Wrocław: 85–101.
- Dyjor S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, 64: 25–41.
- Dyjor S., 1995 — Rozwój kenozoiku na bloku przedsudeckim. *W: Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 29–40.

- Dyjur S., Jerzmański J., 1978 — Dokumentacja wynikowa otworu „Szymanów IG-1”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Dyjur S., Kościówko H., 1986 — Rozwój wulkanizmu i zwietrzelin bazaltowych Dolnego Śląska. *Arch. Mineralogiczne*, **41** (1), 111–122.
- Dyjur S., Kuszeł T., 1977 — Neogeńska i czwartorzędowa ewolucja rowu tektonicznego Roztoki-Mokrzyszowa. *Geol. Sudet.*, 12: 113–132.
- 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: 7–23.
- 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: 127–153.
- Franke W., 2000 — The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *W: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (red.: W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). *Geol. Soc. Special Publications*, 179: 35–62.
- Franke W., Żelaźniewicz A., 2000 — The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *W: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (red.: W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner): 63–86.
- Franke W., Żelaźniewicz A., 2002 — Structure and evolution of the Bohemian Arc. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red.: J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geological Society, London, Special Publications*, 201: 279–293.
- Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S., Wajsprych B., 1993 — Saxothuringian zone in Germany and Poland: differences and common features. *Geol. Rundsch.*, 82: 583–599.
- Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin CH., Garmann L.B., 1994 — Geochemical evidence for progressive, rift related early Palaeozoic volcanism in the western Sudetes. *J. of Geol. Society, London*, 151: 91–109.
- Gawroński O., — Uwagi o występowaniu zwietrzałych bazaltów w okolicach Legnicy. *Prz. Geol.*, 10.
- Gawroński O., 1968 — Objasnienia do Szczegółowej mapy Sudetów, arkusz Żarek. Wyd. Geol., Warszawa.
- Gawroński O., 1982 — Występowanie surowców kaolinowych na Dolnym Śląsku. Rejon Świdnicy. *W: Surowce kaolinowe* (red. S. Kozłowski). Wyd. Geol., Warszawa: 63–77.
- Grocholski A., 1975 — Badania utworów podkenozoicznych obszaru bloku przedsudeckiego dla oceny perspektyw występowania surowców mineralnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Grocholski A., 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienia wul-kanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 378, Pr. Geol.-Miner., 6: 89–103.
- Gürich G., 1909 — Untersilur bei Jauer in Schliesen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt.*, 27.
- Haydukiewicz A., 1977 — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 7–68.
- Haydukiewicz A., 1987a — Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. *W: Przewodnik 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wałbrzych: 95–106.
- Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1986 — Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części Bolkowa (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **21**, 2: 185–196.

- Hundt R., 1922 — Beiträge zur Kenntnis der Graptolithen-fauna Deutschlands (westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt.*, 41: 148–207.
- Jahn A., 1969b — Terasy kemowe w Sudetach. *Fol. Quatern.*, 30: 17–22.
- Jahn A., 1977 — The permafrost active layer in the Sudety Mountains during the last glaciation. *Questiones. Geogr.*, 4: 29–42.
- Jahn A., 1980 — Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czas. Geogr.*, 51: 129–154.
- Jahn A., Szczepek iewicz S., 1967 — Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola. *W: Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa: 397–430.
- Janeček J., 1983 — Transformacje minerałów w pegmatytach strzegomskich. *Arch. Mineralogiczne*, 39 (1), 39–51.
- Janeček J., 1985 — Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego strzegom-Sobótka. *Geol. Sudet.*, 20 (2): 1–63.
- Janeček J., 2007 — Intragranitic pegmatites of the Strzegom-Sobótka massif – an overview. *Granitoids in Poland*, AM Monograph No. 1: 193–201.
- Jaworska Z., 1975 — Wyniki badań palinologicznych utworów trzeciorzędowych bloku przedsudeckiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Jerzmański J., 1956 — Dokumentacja geologiczna złoża barytu w Stanisławowie (maszynopis). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Jerzmański J., 1965 — Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. *Biul. Inst. Geol.*, 185: 109–168.
- Jerzmański J., 1969 — Objasnienia do Szczegółowej mapy Sudetów, arkusz Chełmiec. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Jerzmański J., 1970 — Neue Ergebnisse im westlichen Teil des Blok przedsudecki. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, 15: 305–313.
- Jerzmański J., 1972 — Starszy paleozoik w okolicach Goczalkowa. *Kwart. Geol.*, 16: 1045–1046.
- Jerzmański J., Walczak-Augustyniak M., 1994 — Objasnienia do Szczegółowej mapy Sudetów, arkusz Krotoszyce. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Kornaś I., 1974a — 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., 1974b — Stratygrafia utworów syluru z obszaru Gór Kaczawskich i bloku przedsudeckiego na podstawie fauny graptolitowej. Sylur z rejonu Świerzawy. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Kornaś I., 1974c — Fauna graptolitowa najniższego syluru w rejonie Krepnicy (Dolny Śląsk). *W: Mat. 1. Kraj. Konf. Nauk. Paleontologów*, Wrocław.
- Kornaś I., 1975 — Litostratygraficzny profil syluru w rejonie Świerzawy. *Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. Kwart. Geol.*, 19, 4: 922–923.
- Kornaś I., 1977 — Problemy litostratygraficzne dolnego syluru w Sudetach Zachodnich. *Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. Kwart. Geol.*, 21, 2: 388–389.
- Kossowska I., 1975 — Badania mineralogiczne skaolinizowanych skał krystalicznych z przedpola Gór Sowich i Wądroża Wielkiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Kowalska A., Urbąński K., 2005a — Wyniki badań geologicznych prowadzonych na autostradzie A-4 między Udaninem a Legnicą. *Przewodnik do ćwiczeń terenowych: Specyfika plejstoceńskiej sedimentacji gór i przedgórze. Terenowe Warsztaty Sedymentologiczne, Sudety, 5–9 września 2005: 7–10.*

- K o w a l s k a A . , U r b a ń s k i K . , 2005b — Zmienność warunków sedymentacji fluwialnych serii klastycznych w rejonie Bielán Średzkich. *W*: Przewodnik do ćwiczeń terenowych. Terenowe Warsztaty Sedymentologiczne. Specyfika plejstocénskiej sedymentacji gór i przedgórze, Sudety 5–9 września: 11–27.
- K o z d r ó j W . , 2001 — Kaczawa Region. *W*: Comments on the Geological Map Lausitz–Jizera–Karkonosze (without Cenozoic sediments) 1:100 000 (red.: W. Kozdrój, O. Krentz, M. Opletal), Warszawa: 16–22.
- K o z d r ó j W . , K r e n t z O . , O p l e t a l M . , 2001 — Comments on the Geological Map Lausitz - Jizera – Karkonosze (without Cenozoic sediments) 1:100 000. 64 pp. Warszawa.
- Kozłowska-Koch M., 1959 — Granitognejsy Wądroża Wielkiego. On the granite-gneiss of Wądroże Wielkie. *Arch. Mineralogiczne*, 21: 333–408.
- K o z ł o w s k a - K o c h M . , 1987 — Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. *Arch. Mineralogiczne*, 42, 1: 43–91.
- K r e n t z O . , W a l t e r H . , B r a u s e H . , H o t h K . , K o z d r ó j W . , C y m e r m a n Z . , O p l e t a l M . , M r á z o v á Š . , 2000 — Mapa Geologiczna Lausitz–Jizera–Karkonosze 1:100 000 (bez osadów kenozoicznych). Freiberg, Warszawa, Praha.
- K r y z a R . , M u s z y ń s k i A . , 1992 — Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: Outline geology. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 62: 117–140.
- K r y z a R . , M u s z y ń s k i A . , 2003 — Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich — fragment waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej. *W*: Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu (red.: W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz). WIND, Wrocław: 95–105.
- K r z y s z k o w s k i D . , 1991 — The neotectonic evolution and uplift of the Middle Sudeten Mts. near Świebodzice, SW Poland. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.*, 14: 9–12.
- K r z y s z k o w s k i D . , 1992 — Zaburzenia osadów plejstocénskich na bezpośrednim przedpolu krawędzi Sudetów (rów Rostoki-Mokreszowa). *W*: Przewodnik Konferencji Terenowej. Neotektoniczne aspekty rozwoju geomorfologicznego dolin rzecznych i stożków aluwialnych w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego (red. D. Krzyszkowski, M. Migoń, W. Sroka), Wrocław: 27–34.
- K r z y s z k o w s k i D . , 1993 — Sedymentacja fluwialna, glacyflu-wialna i glacialna w dorzeczu Strzegomki na Przedgórzu Sudeckim. *W*: Przew. 2 krajowego spotkania sedymentologów. Baseny sedymentacyjne: procesy, osady, architektura (red. K. Mastalerz). Wrocław 4–7 września: 7–35.
- K r z y s z k o w s k i D . , 1994 — Późnokenozoiczny rozwój sudeckiego uskoku brzeźnego i neotektoniczna ewolucja basenów sedymentacyjnych w jego sąsiedztwie (nowy projekt badawczy). *Acta Univ. Wratisl.*, 1702, Pr. Inst. Geogr., Ser. A, Geogr. Fiz., VII: 135–138
- K r z y s z k o w s k i D . , 2001 — Neogene and pleistocene stratigraphy and paleogeography of the northern foreland of the Strzegom Hills, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. *W*: Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland (red. D. Krzyszkowski). Wind J. Wojewoda, Wrocław: 25–47.
- K r z y s z k o w s k i D . , A l l e n R . , 2001 — Quaternary stratigraphy and sediment deformation of the Jarosów zone, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. *W*: Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the sudetic foreland (red. D. Krzyszkowski). Wind, Wrocław: 3–24.
- K r z y s z k o w s k i D . , B o w m a n D . , 1997 — Neotectonic deformation of Pleistocene deposits along the Sudetic Marginal Fault, Southwestern Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 545–562.

- Krzyszkowski D., Czech A., 1995 — Kierunki nasunięć lądolodu plejstocenijskiego na północnym obrzeżeniu Wzgórz Strzegomskich, Przedgórze Sudeckie. *Prz. Geol.*, **43**: 647–651.
- Krzyszkowski 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**: 23–60.
- Krzyszkowski D., Migoń P., Sroka W., 1995 — Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Fol. Quatern.*, **66**: 73–98.
- Krzyszkowski 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**: 149–166.
- Krzyszkowski D., Alexandrowicz, W. P., Bluszcz A., Choma-Moryl K., Czeczuga B., Hercman H., Jędrysek M., Kuszell T., Nawrocki J., Pazdur A., 1999 — Chronologia zmian warunków sedymentacji wistuliankich osadów jeziornych w Jaroszowie (Chronology of variations of sedimentation conditions of Vistulian lacustrine sediments in Jarosów). *W: Geochronologia Górnego Czwartorzędu Polski* (red.: A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel). WIND-J. Wojewoda, Wrocław: 113–132.
- Kural S., 1964 — Uwagi o występowaniu surowców ilastych na Dolnym Śląsku. *Kwart. Geol.*, **8**, 4: 954–955.
- Kural S., 1972 — Uwagi o czwartorzędzie między Jaworem a Strzegomiem. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- Kural S., 1979 — Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **313**: 9–68.
- Kural S., 1982 — Charakterystyka geologiczno-surowcowa rejonu Strzegomia. *W: Surowce kaolinowe* (red. S. Kozłowski). Wyd. Geol., Warszawa: 45–62.
- Kural S., 1986 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy Sudetów, arkusz Udanin. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kural S., 1979 — Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **313**: 9–68.
- Kural S., Jerzmański J., 1974 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy Sudetów, arkusz Goczałków. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kural S., Morawski T., 1968 — Strzegom-Sobótka granitic massif. *Biul. Inst. Geol.*, **227**: 33–74.
- Kuszell T., 1980 — Trzy nowe stanowiska z interglacjału eemskiego na Dolnym Śląsku. *Geol. Sudet.*, **15**: 143–167.
- Kuszell T., 2001 — Middle and Late Weichselian floras at Jarosów, Southwestern Poland. *W: Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the sudetic foreland* (red. D. Krzyszkowski). Wind-Wrocław: 73–80.
- Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirowa M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K., 2000 — From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (central European Variscides, Germany). *W: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (red.: W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). *Geological Society, London. Special Publications*, **179**: 131–154.
- Łopianowski S., 1922 — Zur Tektonik des Granit – masivs von Striegau – Zobten. *Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt. N. F.* **89**:
- Maciejewski S., 1973 — Granity środkowej części masywu strzegomskiego w świetle badań petrograficznych. *Kwart. Geol.*, **17**, 4:
- Maciejewski S., Morawski T., 1969 — Charakterystyka petrograficzna masywu strzegomskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.*

- Maciejewski S., Morawski T., 1970 — Wstępne wyniki badań petrograficznych strzegomskiego masywu granitowego. *Kwart. Geol.*, **14** (4): 885–887.
- Maciejewski S., Morawski T., 1975 — Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. *Kwart. Geol.*, **19**, 1:
- Majerowicz A., 1961 — Petrograficzna charakterystyka granitu biotytowego z okolicy Strzeblowa. *Zeszyty nauk. Uniw. Wrocław.*, Seria B, 6, 119–145.
- Majerowicz A., 1963 — Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. *Arch. Mineralogiczne*, **24**, 2.
- Majerowicz A., 1966 — Granitoidy z Łazan koło Żarowa i fragmenty ich osłony. *Arch. Mineralogiczne*, **26**, 1–2:
- Majerowicz A., 1972 — Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. Studium petrologiczne. On the petrology of the massif of Strzegom-Sobotka. *Geol. Sudet.*, 6: 7–96.
- Majerowicz A., 1985 — Zarys petrologii skał osłony masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka. *W: Mat. Sesji Naukowej. Petrologia skał masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka i jego osłony. Wrocław 20–21 września.*
- Majerowicz A., Mierzejewski M., 1995 — Petrologia, pozycja tektoniczna i geotektoniczna skał krystalicznych NE i SE osłony masywu granitowego Strzegom-Sobótka. *W: Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 59–84.
- Mastalerz K., Wojewoda J., 1993 — Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene, Pre-Kaczawa fan, SW Poland. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 17: 293–304.
- Migoń P., 1993 — Geomorphological characteristics of mature fault-generated range-fronts, Sudetes Mts., southwestern Poland. *Zeitschr. Geomorph., N. R., Suppl.-Bd. 94*: 223–241.
- Migoń P., 1994 — Stream deflections along the presumably normal Sudetic marginal fault, Bohemian Massif, Central Europe: implications for neotectonics. *Bull. INQUA Neotect. Comm.*, 17: 26–30.
- Migoń P., 1997 — Crystalline rock inselbergs in southwestern Poland. Origin and palaeoenvironmental significance. *Acta Univ. Wratisl., 1872, Stud. Geogr.*, 66: 1–102.
- Migoń P., Łach J., 1998 — Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic Marginal Fault, southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, 31: 307–316.
- Migoń P., 1999 — Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeźnego (Pogórze Kaczawskie). *Prz. Geol.*, 47: 946–950.
- Migoń R., Krzyszkowski D., Gogół K., 1998 — Geomorphic evolution of the mountain front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas with particular reference to the fluvial systems. *Geol. Sudet.*, 31: 289–305.
- Migoń P., Maciejak K., Zygmunt M., 2002b — Peryglacialna rzeźba wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego (Sudety Zachodnie) i jej znaczenie dla paleogeografii plejstocenu. *Prz. Geogr.*, 74: 491–508.
- Mühlén L., 1926 — Die geologische Stellung des versudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 47. Berlin.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski. **4. Tektonika. 2.** 307 pp, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Oberc J., 1982 — Rozwój warwiscydów południowej części strefy kaczawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 37–54.
- Oberc J., Dyjor S., 1969 — Uskok sudecki brzeźny. *Biul. Inst. Geol.*, 236: 41–142.
- Oliver G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993 — U-Pb ages from SW Poland: Evidence for Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc.*, **150**: 355–369.

- Pagaczewski J., 1972 — Katalog trzęsień ziemi w Polsce 1000–1970. Mater. Pr. Inst. Geofiz. PAN, 51: 3–36.
- 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: Petrologia i geologia fundamentu waryscyjskiego polskiej części Sudetów*: 37–41.
- Pin C., Puziewicz J., Duthou J.L., 1989 — Ages and origins of a composite granitic massif in the Variscan belt: a Rb-Sr study of the Strzegom-Sobótka massif, W Sudetes (Poland). *N. Jb. Miner. Abh.*, 160, 71–82.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 43, 11: 916–927.
- Podstolski R., 1970 — Spękania ciosowe masywu granitowego Strzegom-Sobótka. *Kwart. Geol.*, 14, 1:
- Przybylski K., (w druku) — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Świdnica. PIG Warszawa.
- Puziewicz J., 1985 — Petrologia skał masywu granitowego Strzegom-Sobótka. *W: Petrologia skał masywu granitowego Strzegom-Sobótka i jego osłon*: 19–27.
- Puziewicz J., 1990. The Strzegom-Sobótka granitoid massif. The state of investigations. *Arch. Mineralogiczne*, 43: 135–151.
- Sadowska A., Kuszell T., 1980 — Badania palinologiczne osadów trzeciorzędowych do tematu: Określenie perspektyw występowania i możliwości wykorzystania zwietrzelin bazaltowych na dolnym Śląsku. *Arch. Uniw. Wrocław.*, Wrocław.
- Schwarzbach M., 1936 — Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge – ein stratigraphischtektonischer Vergleich. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, 32, 3.
- Schwarzbach M., 1939 — Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult., Naturwiss., Breslau*, 113: 52pp.
- Schwarzbach M., 1942 — Das Diluvium Schlesiens. *N. Jb. Miner. Geol. Palaont*, 86: 189–246.
- 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.*, 157: 1155–1167.
- Sroka W., 1992 — Czwartorzędowa aktywność sudeckiego uskoku brzeźnego w świetle analizy morfometrycznej. *W: Przewodnik Konferencji Terenowej. Neotektoniczne aspekty rozwoju geomorfologicznego dolin rzecznych i stożków aluwialnych w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego* (red.: D. Krzyszkowski, M. Migoń, W. Sroka), Wrocław: 9–12.
- Szczepankiewicz S., 1952 — Rola utworów plejstoceńskich w rzeźbie Równiny Świdnickiej. *Czas. Geogr.*, 21/22, 441–443.
- Szczepankiewicz S., 1961 — The plains of Wrocław and Świdnica and the edge of the Sudetes. 6 Kongres INQUA. Guide-Book of Excursion B, The Sudetes: 7–17.
- Szczepankiewicz S., 1962 — Kilka uwag o przebiegu sedymentacji czwartorzędowej na Równinie Świdnickiej. *Czas. Geogr.*, 33, 45–61.
- Szczepankiewicz S., 1963, Zagadnienie wieku moren dennych w Sudetach. *Acta Univ. Wratisl.*, 9: 168–191.
- Szczepankiewicz S., Szponar A., 1978 — Formy i osady kemowe w Polsce południowo-zachodniej. *Acta Univ. Wratisl.*, 340, Pr. Inst. Geogr., A2: 3–19.
- Szynkiewicz A., Burdukiewicz J.M., 1994 — Zagadnienia stratygrafii stanowisk paleo-litycznych w Rusku, gm. Strzegom. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne*, 35. pp. 55–70. Uniw. Wrocław.

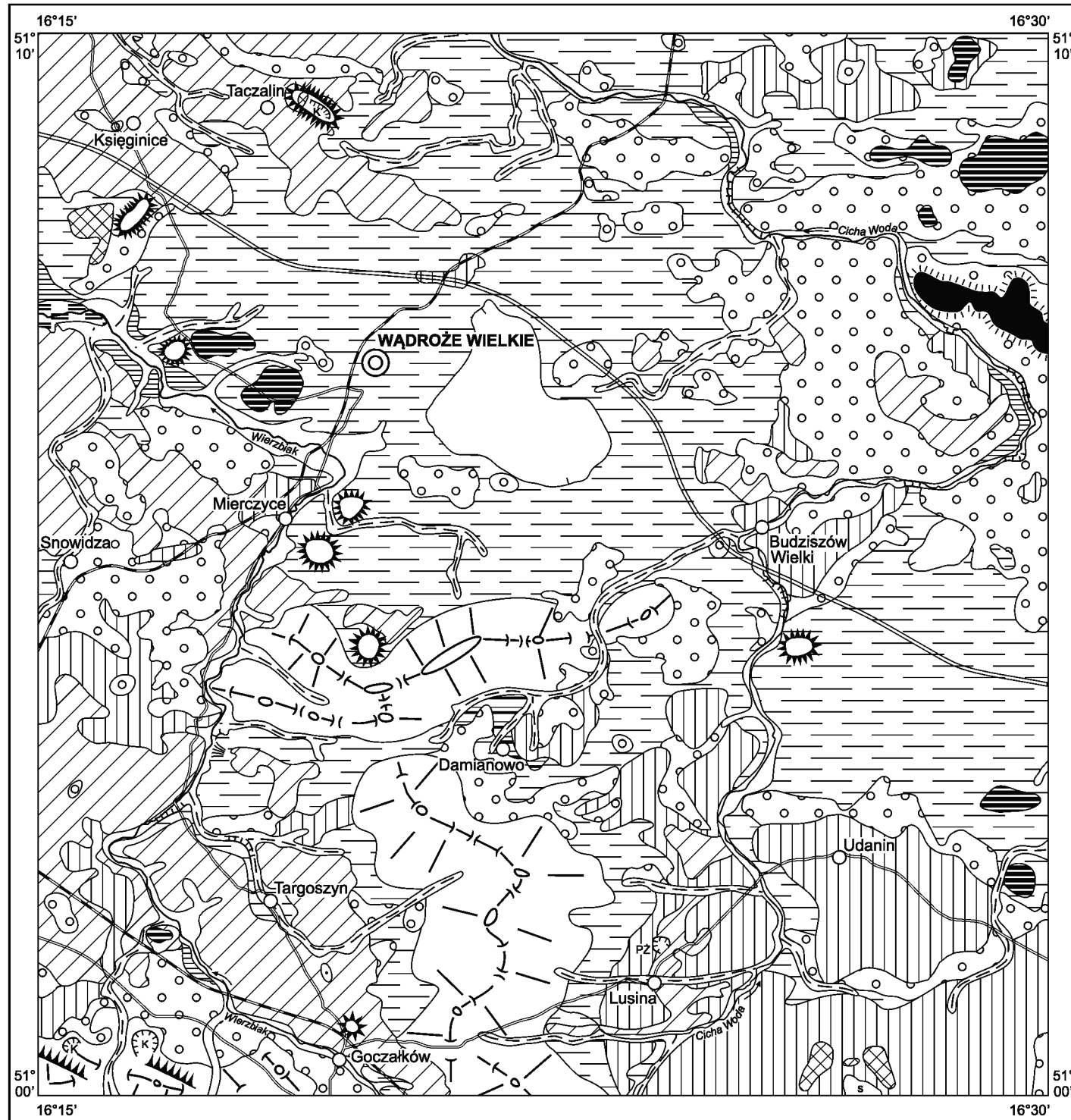
- Śliwińska M., 1977 — Opracowanie petrograficzne płytek cienkich z ark. Wądroże Wielkie skala 1:25 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Teisseyre H., 1963 — Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 4: 279–300.
- Teisseyre H., 1967 — Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. *W: Przew.* 40. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zgorzelec, 11–45, Warszawa.
- Turniak K., Tichomirowa M., Bombach K., 2002 — Age of the two-mica granite from the Strzegom-Sobótka massif – new data from U/Pb monazite and xenotime study. *Pol. Tow. Mineral. Pr. Spec.*, 20: 211–214.
- Turniak K., Tichomirowa M., Bombach K., 2005 — Zircon Pb-evaporation ages of granitoids from the Strzegom-Sobótka massif (SW Poland). *Pol. Tow. Mineral. Pr. Spec.*, 25: 241–245.
- Uberna J., 1958 — Geologia i poszukiwanie pierwiastków promieniotwórczych w rejonie Wądroża Wielkiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Uberna J., 1959 — Z geologii Wądroża Wielkiego. *Prz. Geol.*, 7, 10.
- Urbanek Z., 1977 — Stan badań nad stratygrafią metamorfiku kaczawskiego. *W: Materiały Konferencji Terenowej. Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentologii i tektoniki metamorfiku kaczawskiego.* Złotoryja. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- Urbanek Z., 1978 — The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of Epi-Metamorphic Rocks of North-Eastern Part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudet.*, 13, 1: 7–24.
- Urbański K., 2005 — Zaburzenia glacitektoniczne w północnej części Wzgórz Strzegomskich (Przedgórze Sudeckie) – wyniki badań prowadzonych wzdłuż modernizowanej autostrady A-4. *W: Przewodnik do Terenowych Warsztatów Glacitektonicznych. Drobne struktury glacitektoniczne.* Bełchatów 3–6 październik: 4–6.
- Urbański K., Różański, Przybylski B., Badura J., 2007 — Dokumentowanie profili geologicznych wzdłuż liniowych inwestycji infrastrukturalnych w Polsce. 3. Autostrada A-4 na odcinku Wrocław–Zgorzelec.
- Urbański K., Kowalska A., Horbowy K., Przybylski B., Badura J., Cwojdzinski S., 2004 — Kartograficzne prace pilotażowe wzdłuż budowy autostrady A4 między Legnicą a Wrocławiem. *Prz. Geol.*, 52, 5: 393.
- Wajsprych B., 1974 — Tektonika jednostki Chełmca (północno-wschodnia część Gór Kaczawskich). *Geol. Sudet.*, 9, 1: 101–123.
- Walczak W., 1972 — Sudety i Przedgórze Sudeckie. Geomorfologia Polski. 1. (red. M. Klimaszewski). PWN, Warszawa: 167–231.
- Wierchołowski B., 1993 — Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. *Arch. Mineralogiczne*, 49, 2: 199–235.
- Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J., 2002 — Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). *Geological Society, London, Special Publications*, 201: 1–18.
- Wojewoda, Migoń, Krzyszkowski, 1995 — Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. *W: Przew.* 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 315–331.
- Wojno T., Pentlakowa J., Szarras S., 1955 — Badania bazaltów śląskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.

- W ó j c i k J . , 1996 — Transgresja lądolodu zlodowacenia Środkowopolskiego w Sudety. *Prz. Geol.*, **44**: 579–583.
- Z e u n e r F . , 1928 — Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Universitatverlag von Robert Noske, Leipzig, pp. 72.-.
- Ż a b i ń s k i W . , 1953 — Minerale pegmatytowe strzegomskiego masywu granitowego. *Prz. Geol.*, 1 (3): 9–11.
- Ż e ł a ń n i e w i c z A . , 1997 — The Sudetes as Palaeozoic orogen in central Europe. *Geol. Mag.* 134: 691–702.
- Ż e ł a ń n i e w i c z A . , 2003 — Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003. *W: Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu* (red.: W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz). WIND, Wrocław: 7–16.
- Ż e ł a ń n i e w i c z A . , C w o j d z i ń s k i S . , E n g l a n d W . R . , Z i e n t a r a P . , 1997 — Variscides in the Sudetes and the reworked Cadomian orogen: evidence from the GB-2A seismic profiling in the southwestern Poland. *Geol. Quart.*, 41, 3: 289–308.
- Ż e ł a ń n i e w i c z A . , D o r r W . , B y l i n a P . , F r a n k e W . , H a a c k U . , H e i n i s c h H . , S c h a s t o k J . , G r a n d m o n t a g n e K . , K u l i c k i C . , 2004 — The eastern continuation of the Cadomian orogen: U-Pb zircon evidence from Saxo-thuringian granitoids in south-western Poland and the northern Czech Republic. *International J. of Earth Sc.*, **93**: 773–781.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wądroże Wielkie (761)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Zagłębienia powstałe na skutek egzaracyjnej działalności lodowcowej

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe
- Równiny zastoiskowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy

Formy eoliczne

- Pokrywy lessowe i pyłowe

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne (zalewowe)
- Tarasy akumulacyjne (nadzalewowe) w dolinach rzecznych
- Dolinki w ogólności
- Krawędzie tarasów

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Ostańce denudacyjne
- Suche doliny
- Stożki napływowe
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy nieoznaczonej lub różnej genezy

- Wierzchołki, spłaszczenia grzbietowe i stokowe (na obszarach wychodni skał przedkenozoicznych)
- Grzbiety zaokrąglone (na obszarach wychodni skał przedkenozoicznych)
- Przełęcze
- Łagodne stoki

Formy o założeniach tektonicznych

- Krawędzie o założeniach tektonicznych

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

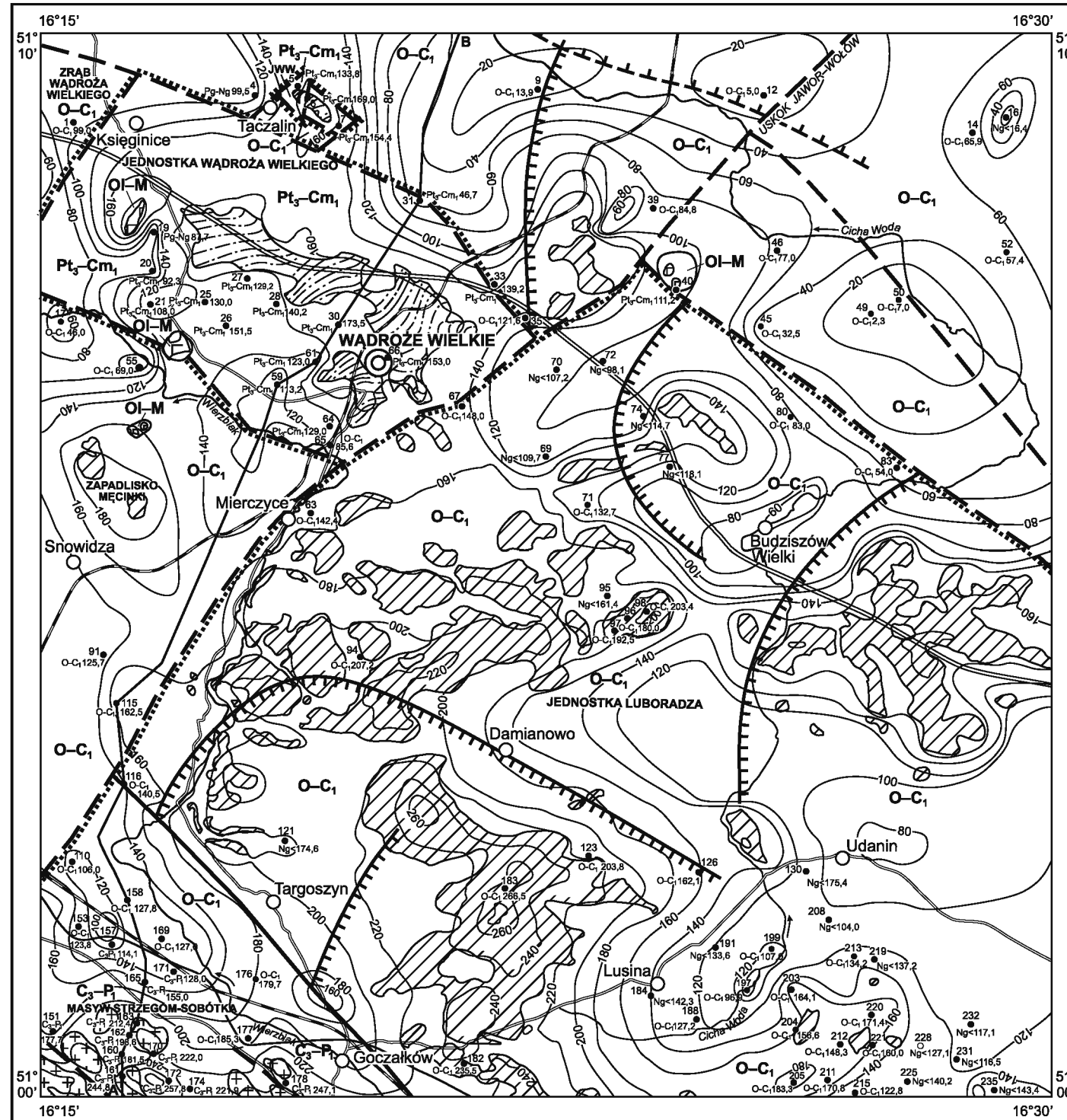
Formy antropogeniczne

- Nasypy
- Kamieniołomy (K), piaskownie-żwirownie (PŻ)

Opracowali: K.URBAŃSKI, P. RÓŻAŃSKI

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wądroże Wielkie (761)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY
(bez osadowych utworów kenozoicznych)



Skala 1:100 000

| | | | |
|-------------------|----------------------------|----------------|---|
| PALEOGEN-NEOGEN | OLGOCEN-MIOCEN | Ol-M | Bazalty i tufy |
| KARBON-PERM | KARBON GÓRNY-PERM DOLNY | C3-P1 | Granity |
| ORDOWIK-KARBON | ORDOWIK-KARBON DOLNY | O-C1 | Łupki serycytowo-kwarcowe, fyllity, łupki zieleńcowe, łupki krzemionkowe, kwarcyty i łupki szarogłazowe |
| PROTEROZOIK-KAMBR | NEOPROTEROZOIK-KAMBR DOLNY | Pt3-Cm1 | Gnejsy i amfibolity |

Wychodnie utworów starszych od czwartorzędu

- Bazaltów i tufów
- Skala masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka
- Skala metamorfiku kaczawskiego
- Gnejsów i amfibolitów z Wądroża Wielkiego (Jednostka Wądroża Wielkiego – JWW)

..... Granice strukturalne pomiędzy jednostkami tektonicznymi w metamorfiku kaczawskim

———— Granice geologiczne

—130— Izohipsy stropu utworów podkenozoicznych w m n.p.m.

—— a
—— b Uskoki: a – pewne, b – przypuszczalne

||||| a
||||| b Nasunięcia i uskoki inwersyjne: a – pewne, b – przypuszczalne

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Ng – neogen, Pg-Ng – paleogen-neogen, C3-P1 – karbon górny-perm dolny, O-C1 – ordowik-karbon dolny, Pt3-Cm1 – neoproterozoik-kambr dolny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od kenozoiku w m n.p.m.)

A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: P. RÓŻAŃSKI