



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

ZBIGNIEW CYMERMAN

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — S. LISICKI
Koordynator regionu Sudetów – S. CWOJDZIŃSKI

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Mirsk (794)
(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 2008

Autor: Zbigniew CYMERMAN
Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-394-2

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2008

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia	10
1. Proterozoik – ordowik	10
a. Neoproterozoik – ordowik	10
Neoproterozoik – ordowik dolny	10
2. Kambr – ordowik	13
a. Kambr górny – ordowik dolny	13
3. Ordowik	17
a. Ordowik dolny i środkowy	17
4. Karbon	18
a. Karbon dolny (?)	18
b. Karbon górny	18
5. Perm	20
6. Paleogen i neogen	21
7. Neogen	21
a. Miocen	21
8. Czwartorzęd	23
a. Plejstocen	23
Zlodowacenia południowopolskie	23
Zlodowacenia środkowopolskie	24
Zlodowacenie północnopolskie	24
b. Czwartorzęd nierozdzielony	24
c. Holocen	25

B. Tektonika.	26
C. Rozwój budowy geologicznej	30
IV. Podsumowanie	35
L i t e r a t u r a	36

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Obszar arkusza Mirsk Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 położony jest w południowo-zachodniej części Dolnego Śląska na terenie trzech powiatów: Lwówek Śląski (gminy: Gryfów Śląski, Lubomierz, Mirsk oraz miasta: Mirsk i Świeradów Zdrój), Lubań (gmina Leśna) i Jelenia Góra (gmina Stara Kamienica). Granice arkusza Mirsk wyznaczają współrzędne: 15°15'–15°30' długości geograficznej wschodniej i 50°50'–51°00' szerokości geograficznej północnej. Obszar ten położony jest w Sudetach Zachodnich i obejmuje fragment południowej części Pogórza Izerskiego oraz zachodnią część Gór Izerskich. Najwyższe szczyty to: Smrek (1124 m n.p.m.) i Izera (1121 m n.p.m.). Większość grzbietów górskich ma przebieg prawie równoleżnikowy. Teren ten leży w dorzeczu Odry, z wyjątkiem południowego fragmentu w Górach Izerskich odwadnianego przez rzekę Izerę (dopływ Łaby). Główną rzeką w zlewni Odry jest Bóbr z jego lewobrzeżnymi dopływami: Kwisą i Kamienicą.

Geologicznie obszar arkusza znajduje się w całości na terenie bloku karkonosko-izerskiego, czasem określanego jako kopuła karkonosko-izerska. Na terenie arkusza Mirsk występuje głównie metamorficzny kompleks izerski oraz na południu mały fragment rozległego granitowego masywu Karkonoszy.

Mapę geologiczną arkusza Mirsk w skali 1:50 000 opracowywano głównie w oparciu o generalizację wydrukowanych czterech arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów (SmgS) w skali 1:25 000 arkusze: Pobiedna (Kornaś, 1959—reambulacja dwóch niemieckich map geologicznych [ark. Wigandsthal-Tafelflichte (Pobiedna), Berg, 1925a; ark. Friedeberg (Mirsk); Berg, Ahrens, 1925]), Mirsk (Maciejewski, 1959 — reambulacja niemieckiej mapy geologicznej ark. Friedeberg (Berg i Ahrens, 1925), Świeradów Zdrój (Szałamacha i Szałamacha, 1984a) i Rozdroże Izerskie (Szałamacha i Szałamacha, 1971a). Przy reambulacji treści map arkuszy Pobiedna, Mirsk i Świeradów Zdrój wykorzystano dane z archiwalnych otworów wierniczych (m.in. Bobiński [red.], 1997, 1999) oraz opracowań archiwalnych (m.in. Szałamacha 1978; Szałamacha i in., 1979; Szałamacha i Szałamacha, 1980; Szepietowska, 1984;

Michniewicz i Sroga, 1987; Awdankiewicz, 1993), a także dokumentacji archiwalnych (razem 67 opracowań i dokumentacji). Na mapie geologicznej zamieszczono 72 otwory ze 194, które wykonano dotychczas na obszarze arkusza Mirsk. Były to głównie otwory poszukiwawcze i dokumentujące złoża rud cyny: „Krobica” (Szałamacha, 1978), „Krobica Wschód” (Szałamacha i in., 1979), „Gierczyn” (Szałamacha i Szałamacha, 1980), „Krobica Zachód-Czerniawa” (Michniewicz i Sroga, 1987). Dane o otworach wiertniczych razem z ich tabelarycznymi zestawieniami oraz mapę dokumentacyjną wykonał J. Jodłowski z Przedsiębiorstwa Geologicznego PROXIMA SA we Wrocławiu w 2005 r., który przygotował także legendę utworów czwartorzędowych i wyznaczył dla nich granice geologiczne na całym obszarze omawianego arkusza.

Przy opracowywaniu tekstu objaśnień wykorzystano informacje zawarte m.in. w Objasnieniach do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 arkuszy: Rozdroże Izerskie (Szałamacha i Szałamacha, 1971b) i Świeradów Zdrój (Szałamacha i Szałamacha, 1984b) oraz szeregu specjalistycznych i regionalnych publikacji (m.in. Kozłowska-Koch, 1961, 1965; Borkowska, 1966; Pawłowska, 1968; Szałamacha, 1966, 1970; Szałamacha i Szałamacha, 1964, 1966, 1968, 1974; Kozłowski, 1966; 1974, Kotowski, 1972; Smulikowski, 1972; Koziar, 1973; Żaba, 1982, 1984; Teper, 1983; Cymerman, 1994, 1999; Bobiński (red.), 1997, 1999; Czapliński, 1998; Kozdrój i in., 2001; Oberc-Dziedzic, 2003; Michniewicz i in., 2006). W wykorzystano także dane teledetekcyjne. Na szkicu geologicznym odkrytym zaznaczono, obok innych elementów, także lineamenty satelitarne i radarowe (Graniczny i in., 1987, 1995; Piątkowska i in., 2001).

W latach 20. ubiegłego wieku pierwsze zdjęcie geologiczne obszaru arkusza Mirsk w skali 1:25 000 wykonali geolodzy niemieccy, głównie Berg. Obszar arkusza Mirsk w skali 1:50 000 pokrywają w całości trzy arkusze map niemieckich: Wigandsthal-Tafelflichte [Pobiedna] (Berg, 1925a); Friedeberg [Mirsk] (Berg, Ahrens, 1925) i Bad Flinsberg [Świeradów Zdrój] (1925b). W objaśnieniach do tych arkuszy (Berg, 1926a, b, c) uznano łupki łyszczyczkowe za najstarsze skały metamorfizmu izerskiego. Te prekambryjskie lub staropaleozoiczne osady morskie miały być zmetamorfizowane podczas orogenezy kaledońskiej. W czasie tej orogenezy miało także dojść do intruzji granitów izerskich, ich zdeformowania i rozwoju z nich gnejsów izerskich (Berg, 1922, 1926a, b, c). Podobnie, choć z drobnymi modyfikacjami uważali także: Ahrens (1926), Bederke (1939, 1956), Smulikowski (1952, 1958), Maška (1954), Watznauer (1955).

Powszechnie panującemu w połowie XX w. pogładowi o magmowym pochodzeniu granitów izerskich (*op. cit.*) zaprzeczył Oberc (1958). Przyjął on, że granity izerskie (rumburskie) powstały w wyniku prekambryjskiej granityzacji szarogłazów łużyckich. W tym samym czasie Smulikowski uznał, że gnejsy leukokratyczne nie stanowią odrębnej intruzji, ale powstały w wyniku przeobrażeń metasomatyczno-hydrotermalnych pewnych partii, predysponowanych tektonicznie, gnejsów izerskich.

Kozłowska-Koch (1961, 1965) przyjęła poligeniczny (metasomatyczno-magmowy) charakter gnejsów izerskich. Za metasomatycznym charakterem granitoidów izerskich opowiedzieli się: Borkowska (1959) i Szałamacha (1966). Natomiast Chaloupsky (1965) zakładał, że prekambryjskie gnejsy izerskie stanowią synorogenicznie zgnejsowane granity.

Według Oberca (1961, 1967, 1972) w czasie orogenezy staroassyntyjskiej dojsć miało do granityzacji serii suprakrustalnej i jej nafałdowania. Dalsza ich deformacja fałdowa odbyła się podczas orogenezy młodoassyntyjskiej z postkinematyczną homogenizacją autochtonicznych granitów rumburskich. Poglądy Oberca (*op. cit.*), zarówno na temat charakteru protolitu, jak prekambryjskich deformacji gnejsów izerskich nie mogą być dalej utrzymane w świetle nowych oznaczeń izotopowych tych gnejsów (metody U-Pb i Pb-Pb). Dane te dobrze dokumentują zarówno magmowy charakter gnejsów izerskich (intruzje typu S), jak i czas intruzji granitów izerskich (rumburskich) w przedziale około 515–480 mln lat (Oliver i in., 1993; Korytkowski i in., 1993; Kröner i in., 1994; Phillipe i in., 1995; Wegner i Kröner, 2000). Nieco młodsze „wieki” gnejsów izerskich (około 480–450 mln lat) wynikały z datowań tych skał inną metodą—izochrony Rb-Sr (Borkowska i in., 1980).

Wyniki badań karkonoskiego masywu granitowego zawarte są m.in. w pracach: Cloosa (1925), Borkowskiej (1966), Mierzejewskiego (1966, 1973, 2003). Izotopowe datowania waryscyjskich granitoidów wykonali: Przewłocki i in. (1962), Depciuch i Lis (1971), Pin i in. (1987), Duthou i in. (1991) oraz Kröner i in. (1994).

Heflik i Natkaniec-Nowak (2004) omawiają ksenolity w bazaltach z Rębiszowa. Jest to jedyna specjalistyczna praca poświęcona wyłącznie wystąpieniom kenozoicznych skał wulkanicznych z obszaru arkusza Mirsk, choć w ostatnich latach opublikowano szereg artykułów na temat bazaltów dolnośląskich. Są to jednak głównie prace o charakterze regionalnym (Badura i Przybylski, 2004; Birkenmajer i in., 2004, Grabowski i in., 2005).

Prace dotyczące utworów czwartorzędowych na obszarze arkusza Mirsk, podobnie jak i innych arkuszy sudeckich, dotyczą bardziej cech geomorfologicznych niż geologicznych. Powstanie i rozwoju pokryw wietrzeniowych i stokowych w Górach Izerskich omówili Jahn (1968) oraz Migoń i Czerwiński (1994). Migoń i Potocki (1996) przedstawili zależności ukształtowania powierzchni terenu od uwarunkowań tektonicznych w centralnej części Gór Izerskich. Bogata literatura dotyczy głównie aspektów botanicznych w rozwoju torfowisk Gór Izerskich, są tam także elementy geomorfologii i hydrogeologii obszarów występowania torfów (Matuła i in., 1997; Potocka, 1997, 2001).

Genieser (1936) zakładał dwukrotność zlodowacenia Sudetów Zachodnich. Jahn (1952) i Dumanowski (1961) stwierdzili dwudzielność glin w Kotlinie Jeleniogórskiej. Jednakże, wykazali oni, że nie wynika ona z dwukrotności zlodowacenia, lecz z procesów sedymentacyjnych przy czole lądolodu. Michniewicz (Michniewicz i in., 1996; Michniewicz, 1998) stwierdził w większości dolin

Sudetów Zachodnich tylko jeden poziom glin zwałowych, które łączy ze zlodowaceniami południowopolskimi. Podobne rozwiązanie przyjęli Badura i Przybylski (1998) w syntetycznym ujęciu zasięgu łądolodów plejstocénskich w Sudetach zakładając, że w głąb kotlin śródgórskich wkroczył tylko jeden łądolód w zlodowaceniach południowopolskich.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Mirsk znajduje się w zachodniej części Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego. Grzbiet Izerski tworzy najwyższy, wydłużony w kierunku WNW–ESE, element morfologiczny terenu. Południowa granica państwowa przebiega wzdłuż fragmentu Grzbietu Głównego Karkonoszy. Obydwa grzbiety uformowane w paleogenie i neogenie są spłaszczone z kopulastymi wierzchołkami, o cechach ostańców denudacyjnych, podobnie jak Grzbiet Kamienicki na pograniczu Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego. Najwyższe szczyty Gór Izerskich na omawianym terenie to: Smrek (1124 m n.p.m.) i Izera (1121 m n.p.m.).

Formy lodowcowe i wodnolodowcowe. Wysoczyzna morenowa falista występuje w środkowej i północnej części obszaru arkusza Mirsk. Jest ona dość licznie pocięta przez doliny potoków i rzeki Kwisy. Znacznie mniejsze obszary zajmują równiny wodnolodowcowe i równiny sandrowe w ogólności, głównie w północno-zachodniej części terenu (tabl. I).

Formy eoliczne. Pokrywy lessowe i pyłowe o dość dużej powierzchni występują głównie w okolicy Mirska.

Formy rzeczne. Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych występują w formie odizolowanych półek po obu brzegach Kwisy, gdzie tworzą dwa poziomy: I—tarasy starsze 6–8 m n.p. rzeki i II—tarasy młodsze 4–6 m n.p. rzeki. Powstały one prawdopodobnie odpowiednio podczas zlodowaceń środkowo- i północnopolskich. Rzadko tarasy te oddzielają dobrze zachowane krawędzie. Doliny potoków stałych są w większości wiosowe (na obszarach górskich) i nieckowate (na pogórzu), a w profilu poprzecznym są silnie zróżnicowane i uzależnione od kształtu stoku i typu podłoża. Najczęściej wypełnione są przez kamieńce, rzadko tylko wcięte są one w skaliste podłoże. Doliny płaskodenne Kwisy i Izery są dość szerokie, lokalnie tylko z niewielkimi progami skalnymi. Doliny te wypełnione są nanosami zwirowo-piaszczystymi. Doliny Kwisy, Izery i Kamieńczyka na obszarze źródłowym są rozległe. Rzeki te żłobią swoje koryto w starych nanosach rzecznych i tylko erozja boczna odsłania skały podłoża. Przełomy, doliny przełomowe i bramy dolinne charakteryzują tylko fragment doliny Kwisy na północ od Świeradowa Zdroju.

Formy denudacyjne. Powierzchnie zrównań występują na różnych wysokościach na terenie Gór Izerskich, np. na Grzbiecie Izerskim na dwóch poziomach: 700–760 i 860–900 m n.p.m. Najwyżej położone (1010–1020 m n.p.m.) fragmenty takich zrównań zachowane są we wschodniej części Wysokiego Grzbietu i powyżej 1100 m n.p.m. na Smreku i Stogu Izerskim. Równiny denudacyjne obejmują wschodnie utworów deluwialnych na północy terenu. Powstały one głównie w wyniku procesów denudacji postglacjalnej. Stożki napływowe są spłaszczone i rozległe u wylotu dolin potoków dopływających do Izery. Liczne dolinki denudacyjne utworzone są głównie w obszarach źródłiskowych potoków górskich. Nieliczne są stożki napływowe, które są spłaszczone i rozległe u wylotu dolin niewielkich potoków dopływających Izery. Powierzchnie stokowe zrównań tworzą w Górach Izerskich liczne długie stoki, przeważnie łagodnie nachylone, na ogół pod kątem 5–15°. Długie stoki są charakterystycznym elementem północnej strony Grzbietu Izerskiego na wysokości od 700 do 1000 m. Znacznie rzadsze są stoki strome, gdzie nachylenie ich dochodzi do 30–35°. Na szkicu geomorfologicznym ze względu na masowe występowanie rumoszu skalnego na terenie Gór Izerskich, zaznaczono jedynie gołoborza.

Formy nieoznaczonej lub różnej genezy. Wysoczyzny płaskie, gliniaste występują w północnej i środkowej części obszaru, a wysoczyzny pagórkowate w północno-zachodniej i północno-wschodniej części. Deluwia gliniaste i gruzowe występują najliczniej na płaskich odcinkach stokowych w partiach wokół źródłiskowych terenów. Jednak przeważają tam pokrywy gliniasto-gruzowe i blokowe, najczęściej na stokach północnych. Twardziele powstały w miejscach, gdzie występują wschodnie odporne na wietrzenie keneozoicznych bazaltów i żył kwarcowych. Kominy bazaltowe tworzą bardzo wyraźne kulminacje w formie wierzchołków stożkowych a na szkicu zaznaczone są jako twardziele. W morfologii terenu w południowej (górskiej) części obszaru arkusza Mirsk dominują wierzchołki płaskie i wierzchołki kopulaste, a także grzbiety zaokrąglone, które lokalnie przechodzą w grzbiety wąskie. Nieliczne i słabo wyrażone w morfologii terenu występują na Grzbiecie Izerskim. Izolowane skałki w formie pojedynczych lub grup odsłoneń zachowane są głównie w partiach grzbietowych lub w obrębie zrównań stokowych. Najliczniejsze skałki zachowane są Wysokim Grzbiecie (shornfelsowane łupki łuszczkowe). Formy skałek w głównych zarysach uwarunkowane są systemem spękań skalnych. Ściany skalne tworzą wschodnie zbocze Czerniawskiej Kopy.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe występują w dolinie Izery, w pasie o szerokości do 2 km i długości prawie 6 km. Niewielkie równiny torfowisk wysokich pojawiają się m.in. na obszarach zrównań powierzchni szczytowych Grzbietu Izerskiego

Formy antropogeniczne. Wały przeciwpowodziowe, groble, tamy i nasypy znane są z okolic Rębiszowa Dolnego. Duże czynne i nieczynne kamieniołomy bazaltów zloka-

lizowane są we wschodniej części obszaru. Na omawianym terenie jest wiele niewielkich, na ogół już nieczynnych, żwirów, piasków i gliniek. Na szkicu geomorfologicznym zaznaczono także hałdy kopalni. Natomiast na szkicu tym ze względu na niewielkie rozmiary nie zaznaczono den stawów, nasypów kolejowych i drogowych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

W okresie, kiedy powstawała pierwsza, polska edycja Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 panował powszechnie akceptowany pogląd o proterozoicznym wieku gnejsów izerskich i granitów izerskich (rumburskich) oraz łupków krystalicznych. Dane geochronologiczne z ostatnich kilkunastu lat wskazują jednak na izotopowy wiek granitów i powstałych z nich w wyniku procesów dynamometamorficznych gnejsów izerskich w granicach 504–488 mln lat, czyli na przełom kambru górnego i ordowiku dolnego (Oliver i in., 1993; Korytkowski i in., 1993; Kröner i in., 1994, 2001; Phillipe i in., 1995; Wegner i Kröner, 2000). Wyniki te oparte są na badaniach cyrkonów metodą U-Pb i Pb-Pb.

1. Proterozoik – ordowik

a. Neoproterozoik – ordowik

Neoproterozoik – ordowik dolny

Łupki łyszczykowe są podstawowym wydzieleniem litologicznym serii suprakrustalnej metamorfiku izerskiego na obszarze arkusza Mirsk. Występują one na północ od granitów karkonoskich we wszystkich jednostkach suprakrustalnych: Wysokiego Grzbietu (Szklarskiej Poręby), Starej Kamienicy (Pasma Kamienickie), Pobiednej (Gierałtówka–Mirska) i najmniejszej z nich—Wolimierza. Skały te ułożone są generalnie prawie równoleżnikowo i zapadają na ogół pod średnimi kątami ku: N, NNE i NNW. Łupki z jednostki Starej Kamienicy graniczą od północy z gnejsami poprzez stopniowe przejścia, a od południa, obok stopniowych przejść, obserwuje się leukokratyzację łupków łyszczykowych aż do pojawienia się typowych leukogranitów (Szałamacha i Szałamacha, 1964). Otwór Krobica K-II/4 przewiercił całe pasmo łupkowe Starej Kamienicy od gnejsów na północy po leptynity, a także przewarstwienia gnejsów w tym kompleksie łupkowym (Bobiński [red.], 1999). W wyniku analizy rdzeni wiertniczych stwierdzono m.in., że kompleksy łupkowe (suprakrustalne) i gnejsowe (infrakrustalne) różnią się wyraźnie i nie ma między nimi stopniowych przejść, jak sugerowali m.in. Szałamachowie (1964, 1984b), czy Kozłowski (1974). Różnice między łupkami ogniwa

cynonośnego i ogniwa płonnego są niewielkie i nie mogą stanowić podstawy do wydzielenia członów litofacjalnych sensu Szałamacha i Szałamacha (1974). Wyniki wierceń wskazują, że okruszcowanie kasyterytem i siarczkami odbyło się przed metamorfozą pierwotnej serii suprakrustalnej. Znacząca modyfikacja łupków (m. in. ich mylonityzacja) miała miejsce w czasie metamorfizmu regionalnego.

Kolejne pasmo łupków łyszczykowych, silnie rozczłonkowane tektonicznie, znajduje się w rejonie Mirska, Gierałtówka i Pobiednej. Występują tam łupki łyszczykowe z akcesorycznym topazem i fluorytem oraz amfibolity, leukogranity, grejzeny kwarcowo-topazowe i turmalinowe (Martwy Kamień koło Mirska) w strefie kontaktu tych łupków z gnejsami od strony południowej. W łupkach Starej Kamienicy wydzielono trzy odmienne człony litofacjalne: północny, środkowy i południowy (Szałamacha i Szałamacha, 1974). Człon północny budują głównie łupki łyszczykowe, cienkolaminowane o laminach zbudowanych naprzemian z kwarcu, łyszczyków i chlorytów lub serycytu, z porfiroblastycznym biotytem i granatami. Człon południowy tworzą podobne łupki łyszczykowe z przeławieniami i wkładkami gnejsów cienkolaminowanych, drobnooczkowych, a przy południowym kontakcie z gnejsami izerskimi także leptynitów oraz kwarcytów turmalinowych i fluorytowych.

Łupki łyszczykowe jednostki Wysokiego Grzbietu (Szkłarskiej Poręby) kontaktujące z granitami karkonoskimi zostały w różnym stopniu przeobrażone w hornfelsy. Kontaktowe przeobrażenia łupków łyszczykowych przebiegały od powstania łupków plamistych (biotytowo-kordierytowych) poprzez łupki gruzełkowe (z andaluzytem) aż do hornfelsów. Te ostatnie to skały ciemne, prawie czarne, często afanitowe lub o słabo widocznej laminacji, lokalnie podkreślonej występowaniem lamin kwarcu. Skład mineralny hornfelsów to: kwarc, kordieryt (w różnym stopniu przeobrażony w pinit), andaluzyt, łyszczyki, w niewielkich ilościach skalenie (mikroklin) i plagioklasy (do 39% An). Z minerałów akcesorycznych pojawia się magnetyt, cyrkon i turmaliny.

Łupki łyszczykowo-chlorytowe są dominującym składnikiem członu środkowego łupkowego pasma kamienickiego, gdzie tworzą od 3 do 5 ławic o zmiennej miąższości, maksymalnie do kilkudziesięciu metrów, naprzemianległych z łupkami łyszczykowo-kwarcowymi. Opisano je przy granicy państwowej w okolicy Czerniawy Zdroju (Szałamacha i in., 1979; Szałamacha i Szałamacha, 1984a, b), a także w otworach wiertniczych (Bobiński [red.], 1997, 1999). Są to skały jasnoszaro-zielone, szaro- lub ciemnozielone, drobno- i średnioziarniste, laminowane, zmarszczkowane, lokalnie zafałdowane, bogate w łyszczyki, blastyczne granaty (almandyn), rzadziej spinele, kasyteryt, chloryty i chlorytoid. Wielkość oraz gęstość występowania chlorytu jest bardzo zmienna, podobnie jak i granatów. Chloryty występują co najmniej w trzech generacjach: (1) pierwotna to chloryty żelaziste, (2) z przeobrażenia biotyту—penin i (3) hydrotermalna. W laminach muskowitowo-chlorytowych grupują się lokalnie, w ilości od akcesorycznej po skałotwórczą, chlorytoid—dysten, czasem staurolit (w okolicy Krobicy i Gierczyna). W niektórych partiach tych łupków występują soczewy kwarcytów

z kasyterytem i chlorytami, partiami z granatami. Łupki kasyterytonośne są identycznie wykształcone jak omawiane łupki i wykazują ten sam skład mineralny. Niektóre laminy chlorytowe są bogato okruszcowane kasyterytem, tworzącym różnej formy skupienia zawsze jednak dłuższą osią ułożone zgodnie z laminacją.

Kwarcyty, lokalnie kwarcyty turmalinowe tworzą cienkie wkładki i przeławicenia w łupkach łyszczykowych i łupkach kwarcowo-skaleniovych w okolicy Czerniawy Zdroju. Szczegółowy opis kwarcytów turmalinowych przedstawił Kozłowski (1966) na podstawie próbek z dwóch profili wkopów z północno-zachodniego stoku Opaleńca w Czerniawie Zdroju, gdzie osiągają one miąższość do 20 m. Kwarcyty są skałami bardzo drobnoziarnistymi o teksturze kierunkowej (o wyraźnej laminacji) i o zmiennej barwie, od szklistobiałej do ciemnoszarej, a nawet czarnej w zależności od koncentracji turmalinów. Odmiany turmalinowe składają się prawie całkowicie z kwarcu i ziaren turmalinów. Muskowit i chloryty stanowią w nich niewielką domieszkę. Turmaliny tworzą małe ziarna o plamistym pleochroizmie. Kwarcyty i kwarcyty łyszczykowe występują pośród gnejsów w postaci cienkich ławic i wykartowane zostały jedynie na podstawie luźnych bloków. Są to skały drobnoziarniste, smużyste, białoszare i zbudowane są prawie wyłącznie z drobnoziarnistego kwarcu. Jako domieszka może występować w nich muskowit, biotyt i chloryty.

Łupki kwarcowo-skaleniove (leptytowe) określane także jako leptynity, występują w południowej części jednostki Starej Kamienicy (pasma kamienickiego) w strefie granicznej między łupkami a gnejsami oraz między łupkami a leukogranitami (Kozłowski, 1974) i rozprzestrzeniają się tam prawie równoleżnikowo. Smulikowski (1958) wysunął pogląd o ich metasomatycznej genezie, a Kozłowski (1974) przypuszczał, że powstały one z tufów, kwaśnych law lub mułowców o składzie arkozy. Wśród tych łupków występują miejscami cienkie wkładki kwarcytów i łupków łyszczykowych. Są to skały bardzo drobnoziarniste, jasne, prawie białe, czasem szaroróżowe, niekiedy brunatne, rzadziej jasnosedynowe, bardzo słabo smugowane z charakterystycznymi, drobnymi (3–5 mm) porfiroblastami biotyту. Leptynity zbudowane są głównie z afanitowej masy skaleniovo-kwarcowej, podrzędnie z muskowitu i biotyту lub chlorytu pobiotytowego. Akcesorycznie występuje w nich rutyl, cyrkon, a znacznie rzadziej epidot i diopsyd.

Łupki łyszczykowe i biotytovo-chlorytowe z granatami i hornblendą występują głównie w paśmie kamienickim. Szałamacha (1972, 1982) wydzielił wśród nich trzy człony litofacjalne: (1) północny, najbardziej monotonicznie wykształcony z partiami porfiroblastycznego biotyту, (2) środkowy bogaty w porfiroblasty granatów, chloryty, chlorytoid–dysten, a lokalnie staurolit i kasyteryt, (3) południowy z rzadkimi porfiroblastami granatów i biotyту, ale z powszechną feldspatyzacją. W członie środkowym koncentrują się złoża rud cyny z łupkami kasyterytonośnymi. Łupki biotytovo-hornblendowe są ciemnoszare, silnie zafałdowane z wydłużonymi kierunkowo agre-

gatami biotyту, o strukturze lepidonematoblastycznej i kierunkowej teksturze. Zbudowane są z biotyту, hornblendy, kwarcu i tlenków żelaza. Kozłowski (1974) zauważył duży udział łuszczkowych pseudomorfoz po hornblendzie z jej relikdami. Według Szałamachów (1984b) łupki biotyтowo-hornblendowe o wyraźnej więźbie i silnie zafałdowane są reliktem pierwotnej skały osadowej typu łupków ilastych, w przeciwieństwie do amfibolitów i łupków chlorytowych uznanych za zmetamorfizowane skały żyłowe (lamprofiry).

Ł u p k i a m f i b o l o w e występują w formie cienkich wkładek, głównie w gnejsach drobnoziarnistych i wykartowane są wyłącznie na podstawie zwietrzeliny blokowej. Łupki te były także opisywane z łupków krystalicznych (Ilnicki, 1998) oraz z rdzeni wiertniczych (np. Bobiński [red.], 1999). Są to skały ciemnozielone, laminowane o strukturze granolepido-blastycznej i teksturze kierunkowej. Ich główny składnik to igielkowa lub drobnoślupkowa hornblenda, w zmiennych ilościach kwarc i biotyт, a podrzędnie chloryт i pseudomorfozy epidotowe lub epidotowo-serycytowe. Akcesorycznie pojawiają się tlenki żelaza, magnetyt i tytanit.

A m f i b o l i t y i ł u p k i b i o t y t o w e występują wśród gnejsów słoјowo-oczkowych, cienkolaminowanych, często z przeławiczeniami łupków łuszczkowych. Natomiast w otoczeniu granitów izerskich metabazyty prawdopodobnie utworzyły niewielkie intruzje (sille) żyłowe typu diabazów. W orientacji są one zbliżone od biegu i upadu foliacji w sąsiednich gnejsach. Amfibolity i łupki chloryтowo-biotyтowe są szaro- i ciemnozielone, w różnym stopniu złupkowane, czasem laminowane, drobnoziarniste, a lokalnie afanitowe. Typowe amfibolity występują rzadko. Częste są łupki chloryтowo-biotyтowe, składające się w przewodzie z chloryтów, czasem także z biotyту i zmiennej zawartości kwarcu oraz ilmenitu. Łupki wykazują strukturę porfiro- i poikiloblastyczną oraz teksturę kierunkową. Skład mineralny amfibolitów to hornblenda, aktynolit, epidot, biotyт, chloryты, kalcyт, plagioklasy, nieliczny kwarc. Akcesorycznie występują: ilmenit, magnetyt, leukoksen, apatyты i piryт. Amfibolity podiabazowe cechuje struktura nierównoziarnista, tekstura bezładna i intersertalna, niekiedy fluidalna. Ich skład mineralny to: biotyт, aktynolit, augit diopsydowy, chloryты i plagioklasy. Amfibolity opisywano także z wierceń (m.in. Bobiński [red.], 1997, 1999), gdzie występują jako wkładki w gnejsach i łupkach o zmiennej miąższości. Są to skały drobno- lub średnioziarniste, ciemnoszare do ciemnozielonej barwy, o teksturze ukierunkowanej lub czasem bezładnej.

2. K a m b r – o r d o w i k

a. K a m b r g ó r n y – o r d o w i k d o l n y

Poglądy wielu badaczy, m.in. Oberca (1958, 1967, 1972), zarówno na temat suprakrustalnego charakteru protolitu, jak prekambryjskich deformacji gnejsów izerskich nie mogą być dalej utrzymane w świetle nowych oznaczeń izotopowych gnejsów. Borkowska i in. (1980) podali pierwsze wieki

izotopowe granitów rumburskich (izerskich) wykonane metodą Rb-Sr. Wyniki te wskazują na „wiek”: 501 ± 32 mln lat dla granitów i 473 ± 16 mln lat dla leukognejsów. Borkowska i in. (1986) sugerowali, że ich ordowicki „wiek” jest efektem częściowej homogenizacji izotopów Rb-Sr w wyniku waryscyjskiej mylonityzacji i metamorfizmu termalnego. Oliver i in. (1993) wykonali pierwsze datowania cyrkonu (metoda U-Pb) z granitów i gnejsów izerskich, które wskazują na „wiek” protolitów” od 504 do 480 mln lat, czyli na dolny ordowik (Oliver i in., 1993). Podobny „wiek” (505 mln lat) uzyskali także Kröner i in. (1994, 2001) dla protolitów gnejsów izerskich. Dane izotopowe dobrze dokumentują magmowy charakter (intruzje typu S) protolitu gnejsów izerskich, jak i czas tych intruzji od około 515 do 480 mln lat (Oliver i in., 1993; Korytkowski i in., 1993; Kröner i in., 1994; Phillipe i in., 1995; Hegner, Kröner, 2000; Kröner i in., 2001).

G r a n i t y r ó w n o z i a r n i s t e (izerskie-rumburskie) występują w formie izolowanych makrosoczew lub megabudin wśród gnejsów izerskich (Szałamacha, 1966). Granity te pod względem struktury i tekstury często podobne są do granitów karkonoskich, jednak różnią się od nich barwą i składem mineralnym. Są one jaśniejsze i drobniejsze od porfirowatej odmiany granitów i wykazują one strukturę blastyczną i teksturę bezładną. Są one znacznie słabiej zdeformowane od granitów porfirowatych. Są to szare i jasnoszare, dwułyszczkowe granity z sinoniebieskimi megakryształami mikropertytu mikroklinowego o plamistym lub kratkowym wygaszaniu światła. Tło mineralne stanowi niebieski kwarc, biotyt, muskowitz, plagioklasy, mikroklin i pinit. Akcesorycznie występuje turmaliny, epidot, apatyty, granaty i cyrkon. W skałach tych spotyka się miejscami enklawy różnych odmian teksturalnych gnejsów, a także różnych łupków krystalicznych. Granity te są najczęściej drobnoziarniste.

G r a n i t y p o r f i r o w a t e występują w formie wydłużonych prawie równoleżnikowo, makroskopowych soczew o wymiarach do kilkuset metrów lub wyciągniętych wkładek. Na ogół są to szare granity dwułyszczkowe, średnio- i gruboziarniste, nierównoziarniste z porfiroblastami skaleni potasowych o kilkucentymetrowej wielkości. W odmianie pegmatytowej porfiroblasty są znacznie większe i dochodzą do prawie 10 cm średnicy i są gęsto rozmieszczone w skale. Sinoniebieskie i popielate megakryształy mikropertytu mikroklinowego charakteryzują się plamistym lub kratkowym wygaszaniem światła. Porfiroblasty niebieskiego kwarcu, niekiedy automorficzne, dochodzą do ponad 1 cm średnicy. Większymi elementami są także skupienia blaszek muskowitzu i biotyту. Tło skalne stanowi kwarc, biotyt, muskowitz i pinit. Akcesorycznie występuje epidot, apatyty, granaty i cyrkon.

G n e j s y g r u b o z i a r n i s t e stanowią podstawowe wydzielenie kartograficzne wśród gnejsów izerskich na obszarze arkusza Mirsk. Na arkuszach SmgS 1:25 000 były opisywane jako gnejsy słojo-wo-oczkowe (Kornaś, 1959; Maciejewski, 1959; Szałamacha i Szałamacha, 1971a, b, 1984a, b). Gnejsy gruboziarniste przechodzą w gnejsy drobnoziarniste z plastrowatymi skupieniami biotyту i z porfiroblastami skaleni, a także w granity drobno- i średnioziarniste oraz rzadko w gnejsy drobno-

oczkowe. Gnejsy gruboziarniste o barwie od szarej do szaroróżowawej dominują w północnej i północno-wschodniej części Pogórza Izerskiego. Cechuje je zmienne wykształcenie foliacji i stopniowe przejście od gnejsów do granitów poprzez granitognejsy. Wykazują one duże zróżnicowanie struktury, wielkości ziarna i składu petrograficznego. Wśród nich wydzielić można kilka odmian teksturalnych, np.: słojuowo-oczkowe (średnio- i gruboziarniste), oczkowe (średnio- i gruboziarniste), czy też grubooczkowe z oczkami skaleni o średnicy nawet kilkunastu cm. Duże oczka zbudowane są z mikropertytu mikroklinowego z licznymi wrostkami i obwódkami plagioklazów oraz inaczej zorientowanych fragmentów mikropertytów. Tkwią one w grubej otulinie łuszczycowo-kwarcowo-skaleniowej, mylonitycznej, z wyraźnymi znamionami procesów dynamicznej rekrystalizacji. W gnejsach tych akcesorycznie występuje pinit, granaty, cyrkon, apatyty. W pobliżu kontaktu z granitami karkonoskimi pojawia się sporadycznie andaluzyt i kordieryt. Jako minerał kontaktowy był wymieniany także sillimanit (Kozłowska-Koch, 1965).

Gnejsy warstewkowe i lokalnie współwystępujące z nimi gnejsy warstewkowo-oczkowe lub drobnooczkowe to skały szare lub ciemnoszare. Towarzyszą one regularnie wychodniom łupków łuszczycowych, głównie po ich stronie północnej, gdzie przeławicają się ze sfeldszpatyzowanymi i zleukokratyzowanymi łupkami, a nawet leukogranitami. Występują także wśród gnejsów izerskich. Są to skały drobnoziarniste o teksturze wybitnie kierunkowej i strukturze granolepidoblastycznej lub lepidoblastycznej. Zbudowane są z naprzemianległych cienkich lamin skaleniowo-kwarcowych i łuszczycowych oraz miejscami z porfiroklastów skaleniowych o maksymalnej wielkości do 5 mm lub soczewkowatych nabrzmiń (domen) drobnego agregatu skaleniowo-kwarcowego. Skład mineralny tych gnejsów jest następujący: mikropertyt mikroklinowy, albit szachownicowy, albity zwykłe, kwarc, muskowitz, chloryty i nieliczny biotyt. Akcesorycznie występują: granaty, cyrkon, apatyty, turmaliny i tlenki żelaza. W niektórych odmianach obecny jest także kalcyt i pinit. Gnejsy te wykazują najsilniejsze przejawy procesów ścinania podatnego, a wyrażone rozwojem powszechnych struktur mylonitycznych, redukcją wielkości ziaren, falistym wygaszaniem światła w ziarnach kwarcu i rozwojem podziaren.

Gnejsy drobnoziarniste (laminowane), lokalnie granity drobnoziarniste rozprzestrzeniają się prawie równoleżnikowo w południowej części obszaru. Gnejsy te są drobno-, często nierównoziarniste, jasnoszare z odcieniem kremowym, a składem mineralnym zbliżone są do innych odmian gnejsów izerskich. Ich cechą charakterystyczną jest występowanie drobnych blaszek biotytu, muskowitzu, rzadko pinitu skupionych w kształcie wydłużonych plastrów o długości do 4 cm, a szerokich do 2 cm, zgodnie z orientacją foliacji. Ponadto w gnejsach drobnoziarnistych występują kuliste, sinoniebieski kwarc i rozproszone porfiroblasty mikroklinów zalbityzowanych i zmyrmekityzowanych. Liczba tych porfiroblastów wzrasta wraz ze zbliżaniem się do granicy z gnej-

sami gruboziarnistymi (słojowooczkowymi) lub granitami izerskimi. Akcesorycznie występują: apatyty, ilmenit z obwódkami leukoksenu, granaty, epidot i pinit. Ku zachodowi arkusza ukierunkowanie składników, a tym samym laminacja w gnejsach drobnoziarnistych staje się coraz mniej widoczne. Berg (1925b, 1926c) określał je jako gnejsy w przewodzie oczkowe i jako gnejsy w przewodzie smużyste z granitowo-ziarnistymi gnejsami i granitognejsami porfirowatymi. Kozłowska-Koch (1965) odmiany granitów drobnoziarnistych o teksturze bezkierunkowej określała lokalnymi nazwami, jak np. granity izerskie z Chmielenia, z Chromca czy z Jelenich Skalek. Szałamacha (1965, 1972) i Szałamachowie (1971a,b, 1984a,b) wydzielili je jako jedną z głównych odmian strukturalnych gnejsów izerskich obok gnejsów słojowo-oczkowych (gruboziarnistych), z którymi tworzą naprzemianległe wychodnie wzajemnie się zazębiające i często wyklinowujące w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego.

Gnejsy oczkowe na obszarze arkusza Mirsk wydzielone zostały kartograficznie tylko wśród tzw. gnejsów śródłupkowych w okolicy Czerniawy Zdroju, gdzie były określone jako gnejsy słojowo-oczkowe (Szałamacha i Szałamacha, 1984a, b). Są to szare i jasnoszare gnejsy, z charakterystycznymi oczkami (porfiroklastami) skaleni w drobnoziarnistym tle, o foliacji typu anastomozującego, z lokalnie i reliktoowo zachowanymi partiami gnejsów drobnoziarnistych z pojedynczymi oczkami skaleni. Miejscami dochodzi do tak dużego nagromadzenia oczek (porfiroklastów) skaleni, że brakuje w nich równoległych tekstur kierunkowych. Gnejsy te charakteryzuje grubszymi ziarnami tła skalnego, bardziej wyraźnymi i mięszymi laminami łyszczyków oraz znacznie większymi wymiarami oczek i porfiroblastów skaleni potasowych i plagioklazów o średnicy do 5–6 cm niż inne odmiany gnejsów izerskich. Natomiast ich skład mineralny jest typowy dla gnejsów: kwarc, skalenie (mikroclin i albit), muskowitz, biotyt. Z minerałów akcesorycznych pojawiają się: cyrkon, apatyty, anataz, rutyl, granaty, tytanit i tlenki żelaza.

Leukogranity współwystępują na ogół ze zleukokratyzowanymi gnejsami i granitami, a miejscami także ze skałami zgrejzenizowanymi i grejzenami kwarcowo-topazowo-łyszczykowymi z turmalinami. Występują one po południowej stronie pasm łupkowych, rzadko po północnej, na kontakcie gnejsów z łupkami (Smulikowski 1958; Kozłowski, 1974), w formie nieregularnego i nieciągłego pasma o zmiennej szerokości do 700 m. Wcześniej były one określane jako gnejsy pegmatytowe (Berg, 1925b, 1926c). Przeważnie są to skały o teksturze granitów, rzadziej gnejsów, czy leptynitów. Leukogranity to skały białe, grubo- i nierównoziarniste. Zbudowane są w przewodzie z kwarcu, skaleni, plagioklazów, mikroklinów i mikropertytów mikroklinowych. Nieliczne łyszczyki reprezentowane są przez muskowitz. Akcesorycznie występuje w nich fluoryt, turmaliny, cyrkon, apatyty i tlenki żelaza.

3. Ordowik

a. Ordowik dolny i środkowy

W ostatnich latach pojawiły się przypuszczenia, że metabazyty z północnego fragmentu metamorfiku izerskiego mogą być związane z dolnodewońskim ryftingiem pasywnego brzegu terranu sakso-turyngijskiego (Nowak, 2003; Nowak i Żelaźniewicz, 2000; Żelaźniewicz i in., 2003). Nie jest jednak wykluczone, że do intruzji licznych dajek i stromych żył bazytów (gabr, dolerytów i diabazów), głównie we wschodniej części metamorfiku izerskiego (Kozłowska-Koch, 1971) doszło wkrótce po dobrze udokumentowanym kwaśnym magmatyzmie na pograniczu kambru górnego i ordowiku dolnego (Oliver i in., 1993; Korytkowski i in., 1993; Kröner i in., 1994; Phillipe i in., 1995; Hegner, Kröner, 2000). Sprawa genezy i ewolucji metabazytów izerskich wydaje się wyjątkowo skomplikowana. Już Kozłowska-Koch (1971) stwierdziła, że metabazyty z okolic Jeleniej Góry są albo przeobrażonymi relikdami skał osadowych, albo skał magmowych. Te pierwsze były już w niniejszych Objasnieniach scharakteryzowane przy omawianiu sekwencji suprakrustalnej neoproterozoiku-ordowiku dolnego. Nowak (2003) oraz Nowak i Żelaźniewicz (2000) wydzielili w terenie cztery zespoły dajek bazytowych zdeformowanych (podczas czterech faz) i zmetamorfizowanych aż do warunków facji amfibolitowej oraz jeden zespół dajek bazytowych niezdeformowanych i niezmetamorfizowanych. Zmienny stopień metamorfizmu i silnie heterogenicznej deformacji przyczynił się do powstania amfibolitów masywnych, amfibolitów laminowanych, łupków amfibolowych i łupków chlorytowych. Cztery grupy geochemiczne metabazytów izerskich (bazalty alkaliczne, bazalty przejściowe, bazalty toleitowe typu MORB i typu wewnątrzpłytkowych, kontynentalnych) nie wykazują jednak korelacji do wydzielonych pięciu terenowych zespołów dajek i nie mogą być jeszcze wykorzystane w pracach kartograficznych. Ilnicki (1998) przedstawił odmienną sekwencję deformacji metabazytów izerskich niż sugerowana przez Nowak (2003) oraz Nowak i Żelaźniewicz (2000).

D i a b a z y stwierdzono tylko w blokach i zwietrzelinie, głównie wśród granitów izerskich. Te drobnoziarniste, masywne i oliwkowo-szare skały miały powstać z pierwotnych dajek bazytów (Berg, 1926a, b, 1932, 1935). Na obszarze arkusza Mirsk nie stwierdzono jednak dajek bazytów o przebiegu prostopadłym do biegu regionalnej foliacji w gnejsach. Przebieg bazytów zdaje się być zgodny z orientacją foliacji, co może wskazywać, że są to sille skał zasadowych. Diabazy wykazują strukturę nierównoziarnistą, hipautomorficzną, lokalnie ofitową, pomimo amfibolizacji piroksenów i saussurytyzacji skaleni, teksturę bezładną. Zbudowane są głównie z aktynolitu i albitowo zbliżonych plagioklazów, podrzędnie hornblendy, biotyty, chlorytów, epidotu i rzadkiego kwarcu. Hornblenda uległa przeobrażeniu w aktynolit i biotyt. Akcesorycznie pojawiają się: ilmenit, magnetyt, leukoksen, apatyty i piryt.

Grejzeny i skały zgrejzenizowane zostały stwierdzone w rejonie Mładz–Martwy Kamień–Pobiedna. Jednak tylko w okolicy Mroczkowic–Kamienia na górze Wyrwak zostały one przedstawione na mapie geologicznej. Tworzą one tam cienki pakiet kontaktujący na południu z łupkami amfibolowymi. Grejzeny zbudowane są głównie z kwarcu i topazu. Topaz występuje w zmiennej ilości, podobnie jak podrzędny muskowit. W grejzenach charakterystyczne są duże, nieregularne skupienia turmalinów, o plamistym pleochroizmie, barwy niebieskiej i brunatnej. Lokalnie pojawia się w formie nieregularnych skupień także fluoryt, a niekiedy apatyty.

4. Karbon

a. Karbon dolny (?)

Mylonity kwarcowe, kataklazyty i brekcje okwarcowane występują w rejonie Rozdroża Izerskiego, gdzie wykazują przebieg w kierunku SSW–NNE i dalej ku północy skręcają do kierunku prawie równoleżnikowego. Skały kwarcowe i otaczające je gnejsy i granity izerskie są silnie spękane, zuskokowane, zmylonityzowane i okwarcowane kilkoma generacjami kwarcu. Typowe mylonity kwarcowe występują w strefie dyslokacji Rozdroża Izerskiego (Szałamacha i Szałamacha, 1966). Strefa ta wypełniona jest żyłami kwarcu i mylonitami kwarcowymi, powstałymi przez kataklazę i mylonityzację gnejsów oraz łupków łuszczkowych. W sąsiedztwie tej strefy regionalna foliacja i lineacja ziarna mineralnego jest zorientowana zgodnie w przebiegiem tej strefy dyslokacyjnej. O dolnokarbońskim wieku tych skał świadczy fakt, że na południu strefa ta przecięta jest niezgodnie przez intruzję granitów karkonoskich. Na kontakcie mylonitów kwarcowych z gnejsami powstały mylonity gnejsowe zbudowane z lamin kwarcowych i skaleniowo-serycytowych. Na granicy z łupkami łuszczkowymi rozwinęły się mylonity zbudowane z lamin kwarcowych i minerałów wapniowo-krzemianowych.

b. Karbon górny

W południowej części obszaru arkusza w dolinie Izery i Strugi występuje północny fragment rozległego masywu granitoidowego, na ogół określanego jako granity karkonoskie. Wiek ich, wyznaczony metodami izotopowymi, jest następujący: około 292–304 mln lat (Przewłocki i in., 1962), około 299 mln lat (Depciuch i Lis, 1971) i 338–327 mln lat (Pin i in., 1987). Duthou i in. (1991) metodą Rb-Sr (izochrona, cała skała) dla różnych odmian granitów określili jego wiek w interwale od 328 ± 12 do 309 ± 3 mln lat. Monzogranit z Liberca (Czechy) datowano na 314 ± 14 mln lat (metoda Pb-Pb, cyrkon; Kröner i in., 1994).

Granity gruboziarniste, porfirowate i średnioziarniste (granit centralny) są najczęściej spotykaną odmianą strukturalną. Są one grubo-, czasem średnioziarniste i nierównoziarniste z porfirowatymi megaskaleniami od 3 do 7 cm tkwiącymi w tle skalnym z ziarnami o wiel-

kości 1–1,5 cm. Megakryształy budują przede wszystkim ortoklasy z licznymi wrostkami plagioklazów, głównie oligoklazów, czasem też kwarcu i biotyty. Tło skalne zbudowane jest z kwarcu, plagioklazów (do 15%An), skaleni potasowych i biotyty. Akcesorycznie pojawia się cyrkon i turmaliny. Sporadycznie występują szliry biotytowe.

Granity drobnoziarniste, miejscami porfirowate, granofirowe określane jako granit grzbietowy (Borkowska, 1966), występują na południowym krańcu obszaru, na północnych stokach Cichej Równi. Są to skały szare i szaroróżowe, o teksturze bezładnej i dużym zróżnicowaniu pod względem wielkości ziarna. Ilościowo w wielu partiach przeważają w skale białe i biało-beżowe, porfirowate skalenie alkaliczne (mikrokliny i pertyty mikroklinowe) o wymiarach 3 x 5 cm oraz heteromorficzny, szklisty, lekko zadymiony kwarc. Plagioklasy, głównie oligoklasy, są najczęściej heteromorficzne, rzadziej hipidiomorficzne. Skalenie potasowe, sporadycznie o budowie pasowej, są biało-różowe. W granitach występuje biotyt, rzadziej hornblenda i chloryty. Tytanit, allanit, epidot i cyrkon są minerałami akcesorycznymi.

Mikrotonality nie są znane z Gór Izerskich, a jedynie z obszaru Pogórza Izerskiego, gdzie występują w formie cienkich żył, różnie zorientowanych, głównie o kierunku zbliżonym do południowego. Znane są jedynie z bloczków w zwietrzelinie. Mają one dość zmienny charakter petrograficzny. Są przeważnie drobnoziarniste, barwy szarej z odcieniem zielonawym, zbudowane z ortoklazów i hornblendy. Ortoklasy są niekiedy zastępowane plagioklazami i wówczas skała zbliża się do diorytów (mikrodiorytów). Lokalnie zamiast hornblendy występuje augit ulegający chlorytyzacji. W skałach tych można spotkać także słupki apatytów oraz ziarna magnetytu.

Mikrogranodioryty tworzą cienkie żyły (Nowakowski, 1955; Szałamacha i Szałamacha, 1971b, 1984b). Są one, podobnie jak i inne skały żyłowe, znane jedynie z bloczków, np. na południowo-wschodnich stokach Sępiej Góry. Występująca tam żyła ciągnie się kilka km w kierunku SW–NE aż do okolic Przeczniczy. Te szare, z odcieniem zielonym, skały charakteryzują się strukturą porfirową (pod mikroskopem strukturą hipautomorficzną, porfirowatą) i teksturą bezładną. Zbudowane są z plagioklazów, hornblendy, epidotu, chlorytów i kwarcu z fenokryształami plagioklazów (20%An), z rzadkich skaleni potasowych.

Mikrogranity (porfiry granitowe) stwierdzono m.in. na północno-zachodnim zboczu Smreka, gdzie żyła tych skał przebiega w kierunku WNW–ESE i kontynuuje się przez wiele kilometrów już na terytorium Czech, a także w kamieniołomie na Izerskich Garbach. Obok żył granitów o różnej miąższości, występują tam też żyły aplitów i pegmatytów. Aplity, to najliczniej spotykane żyły w granitach karkonoskich, ale ze względu na powszechność i niewielkie miąższości nie zostały ujęte w obrazie kartograficznym, podobnie jak wszystkie żyły pegmatytów i większość żył mikrogranitu. Białe lub różowe aplity są drobno- lub średnioziarniste, o strukturze cukrowej, teksturze

beładnej. Są zbudowane w przewodzie z kwarcu i skaleni, zwykle plagioklazów z niewielką ilością różowych ortoklazów oraz pojedynczych blaszek muskowitu. Z aplitami występują pegmatyty zwykle w środkowej części żyły. W miarolitach pegmatytów występuje hematyt lub turmaliny. Mikrogranity są szare, jasnoszare, szarozielone i beżowożółte, a w formie zwietrzałej — oliwkowe. W zwietrzałym tle skalnym występują fenokryształy skaleni do kilku mm średnicy, w znacznym stopniu przeobrażone w kaolin i serycyt. Są one drobnoziarniste z białymi, rzadziej różowymi fenokryształami skaleni (ortoklaz, mikroclin). Występują tam także plagioklasy, kwarc i muskowit.

Lamprofiry tworzą cienkie żyły, na ogół poniżej 0,5 m miąższości, o długości co najmniej kilkuset metrów, w różny sposób zorientowane, głównie w kierunku NE–SW (Szałamacha i Szałamacha, 1984b). Żyły te występują nie tylko w obrębie granitów karkonoskich, ale także w gnejsach izerskich. Nie są znane z odsłoneń, a pojawiają się rzadko w formie bloczków na zboczach lub w dnach potoków, jak np. w potokach Świeradówka i Mokrzyca. Opisywano je także w otworach wiertniczych (Chilińska i Sałaciński, 1965; Bobiński, [red.], 1999). Przeważnie są to skały ciemne, ciemnozielone do prawie czarnych, podobne do bazaltów, o teksturze beładnej i strukturze hipidiomorficznej przekształconej w diablastyczną. Zbudowane są przeważnie z plagioklazów i hornblendy z drobnymi ziarnami augitu. Czasem są one o strukturze porfirowej i beładnej teksturze, szarooliwkowe z porfirokryształami skaleni do 1 mm. W tle afanitowym tkwią porfirokryształy amfiboli i plagioklazów. Ciasto skalne składa się z plagioklazów, amfiboli i minerałów nieprzezroczystych. Lamprofiry z metamorfiku izerskiego lokalnie uległy złupkowaniu, a te z granitów karkonoskich nie są złupkowane.

Ciemnobrunatne i zielone lamprofiry (kersantyty) występują w granitach karkonoskich w formie długich, wąskich żył wypełniających spękania o kierunku na ogół NE–SW. Kersantyty te są o strukturze nierównoziarnistej, teksturze intersertalnej lub beładnej, lokalnie fluidalnej. Zbudowane są z listewkowych plagioklazów, stanowiących z drobnym biotytem i mikrolitami pegmatytu tło skalne, w którym tkwią rozproszone, duże, blaszki biotyту zrosnięte w pakiety oraz duże ziarna magnetytu i ilmenitu. Plagioklasy zastępuje czasem hornblenda. Sporadycznie pojawia się kwarc.

5. P e r m

Żyły kwarcowe pojawiają się w granitach karkonoskich i metamorfiku izerskim. Są one cienkie i w większość o niewielkim zasięgu, stąd nie przedstawiono ich na mapie geologicznej. Większa żyła o kierunku NW–SE występuje w rejonie Grudzy. Brekcja kwarcowa, skataklazowany kwarc i mikrogranity scementowane są tam młodszym, mlecznym kwarcem. Czyste żyły kwarcowe występują rzadko, jak np. na Rozdrożu Izerskim, gdzie występują razem z brekcjami i mylonitami kwarcowymi i dochodzą w strefie tektonicznej do kilku kilometrowych długości. Jest to skała grubokrystaliczna o barwie mlecznej, czasem żółtoszarej. Zawiera ona liczne przerosty skaleniowe i dużą domieszkę tlenków żelaza.

6. Paleogen i neogen

W paleogenie gnejsy i leukogranity uległy intensywnemu wietrzeniu chemicznemu w klimacie subtropikalnym. Tworzyły się wtedy pokrywy kaolinowe, które na skutek silnej erozji zostały usunięte. Procesy intensywnej kaolinityzacji doprowadziły lokalnie nawet do utworzenia złóż kaolinu w Kotlinie Mirska, m.in. w wyeksploatowanym już złożu kaolinu „Kamień”. W pobliżu tego złoża stwierdzono silne skaolinizowanie skał, lokalnie dochodzące do prawie 30 m głębokości (Kościówko, 1972a, b). Skaolinizowane gnejsy stopniowo przechodzą tam w litą skałę macierzystą (silnie zażelazione gnejsy). Wystąpienia silniej skaolinizowanych skał zaznaczono na mapie geologicznej jedynie znakami konwencjonalnymi.

Bazalty i tufy bazaltowe występują głównie w okolicy Rębiszowa. Występuje tam złożo bazaltów „Rębiszów” z wyeksploatowanym wyrobiskiem „Stary łom” oraz z udokumentowane w kat. C₂ złożem „Kłopotno” na wzgórzu Opałek. To ostatnie złożo to typowy komin wulkaniczny o średnicy do 120 m z dwoma potokami lawowymi o nieregularnym kształcie i miąższości od 3 do 20 m. Złożo Rębiszów zaliczone jest do form pokrywowych ze spągami wznoszącym się ku południowemu wschodowi pod kątem około 20°. W rejonie tym występują bazalty plagioklazowe, oliwinowe i nefelinowe mające oddzielność kostkową, a często słupową, o strukturze intersertalnej i teksturze bezładnej (Kozłowska-Koch, 1987). Opisywano je także w otworach (m.in. Bobiński, [red.], 1999). Są to ciemnoszare do czarnych, afanitowe, zwarte bazalty alkaliczne i subalkaliczne o zróżnicowanym składzie, lokalnie silnie zwiertzałe. Pod mikroskopem wykazują one struktury porfirowe i tekstury bezładne lub słabo ukierunkowane, fluidalne. Prakryształy reprezentowane są przez automorficzny augit. Niekiedy występują pseudomorfozy po piroksenach, które wypełnione są kalcytem, jasnymi łuszczkami i chlorytami. Główne minerały to: plagioklasy, oliwin, pirokseny, chloryty, magnetyt i kalcyt. Bazalty są podzielone lub przykryte tufami bazaltowymi, porowatymi, zawierającymi lapille i bomby wulkaniczne. Wystąpienia bazaltów wiązane są ze strefami wgłębnych rozłamów i rozwojem neogeńskich zapadlisk (Cwojdzński i Jodłowski, 1982).

7. Neogen

a. Miocen

Na obszarze arkusza Mirsk osady miocenne kształcone są jako osady klastyczne i organogeniczne. Wypełniają one lokalne obniżenia terenu pochodzenia erozyjnego i tektonicznego, a miejscami występują także na powierzchni terenu w Kotlinie Mirska.

Piaski i łył na obszarze arkusza nie zostały rozdzielone. Piaski tworzą na ogół wkładki wśród serii ilastej. Piaski są drobno- i średnioziarniste, zawierają smugi i soczewy drobnoookruchowych żwirów

kwarcowych z domieszką innych składników. Miąższość ich nie przekracza 20–30 m. Lokalnie w iłach i piaskach zaznacza się domieszka kaolinitu. Iły są ciemnoszare, plastyczne, często mułkowane.

Piaski i iły występujące na zachód i północny zachód od Proszowej były uznane przez Berga i Ahrensa (1925) za starsze od występujących w tym rejonie bazaltów. Uznając, że wylewy law bazaltowych nastąpiły w miocenie, wiek osadów także związane z tym okresem. Na profilu stratygraficznym SmgS arkusz Mirsk (Maciejewski, 1959) miąższość osadów klastycznych podścielających bazalty nie przekracza 5 m. Nie została tam jednak sprecyzowana geneza tych utworów. Sposób ich zaleganie sugeruje, że są to raczej utwory zwietrzelinowe, z obrazu kartograficznego wynika, że przykrywają one wzgórze zbudowane z gnejsów i granitognejsów od wysokości 460 aż do 540 m n.p.m. Utwory te oparły się denudacji dzięki przykryciu ich przez bazaltowe blokowisko, pochodzące z niszczenia dwóch bazaltowych wzgórz. Wzniesienia te prawdopodobnie wyznaczają miejsca dawnych kominów wulkanicznych. Piaski i iły uznane za miocenne występują także na terenie arkusza Pobiedna SmgS (Kornaś, 1959). Osady te tworzą dość rozległe wychodnie w północno-zachodniej części Kotliny Mirska. W rejonie wsi Chałupska były eksploatowane. Jak wynika z badań złóż kaolinitu w okolicy Mirska (Kościowko, 1972a, b) utwory te są zwietrzelinami skał krystalicznych, często o charakterze ilastej glinki. Miąższość tych zwietrzelin przekracza miejscami nawet 50 m. Piaski, iły i gliny zalegają bezpośrednio na gnejsach i są częściowo przykryte przez gliny zwałowe oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe. Wychodnie omawianych osadów pojawiają się w tym rejonie od wysokości 345 do 415 m n.p.m. Jednak ich zwietrzelinowa geneza nie wynika tu tak jednoznacznie z obrazu kartograficznego. Nie można wykluczyć, że były one częściowo redeponowane po stoku (Przybylski, inf. ustna).

Jednoznaczne powiązanie stratygrafii piasków i iłó w tylko z okresem miocenu może okazać się niewłaściwe przy uwzględnieniu wyników najnowszych datowań skał wulkanicznych dolnośląskiej formacji bazaltowej (Birkenmajer i in., 2004; Grabowski i in., 2005). Badania te wykazały, że wylewy law następowały w wielu etapach od paleocenu po pliocen. Datowania bazaltów z rejonu Proszowej i Rębiszowa wskazują, że aktywność wulkaniczna następowała tam co najmniej w dwóch etapach: w górnym oligocenie ($25,34 \pm 1,03$ mln lat) i w górnym miocenie ($11,54 \pm 0,52$ mln lat). Przy braku szczegółowych badań nie można jednoznacznie określić, czy piaski i iły są starsze od wszystkich występujących tu pokryw bazaltowych, czy przykryte są jedynie bazaltami powstałymi w czasie najmłodszej miocennej fazy wulkanizmu. Kasiński i Panasiuk (1987) wydzielili co najmniej cztery generacje wulkaniczne związane z aktywnością wulkaniczną na obszarze Sudetów Zachodnich. Datowania radiometryczne metodą K-Ar wskazują na trzy fazy erupcji wulkanicznych: eoceńską, oligoceńską i miocenne (Panasiuk, 1985; Alibert i in., 1987).

8. Czwartorzęd

Ze względu na niewielkie miąższości osadów czwartorzędu na przekroju geologicznym (dwukrotnie przewyższonym) oraz na syntetycznym profilu geologicznym zamieszczono w legendzie do mapy arkusza Mirsk nierozdzielone utwory czwartorzędu. Są to piaski, żwiry i gliny nierozdzielone, a ich szczegółowa charakterystyka podana jest poniżej.

a. Plejstocen

Utwory czwartorzędowe występują głównie w Kotlinie Mirska i nie były dotychczas szczegółowo zbadane. Najstarszymi osadami czwartorzędowymi są piaski i żwiry, występujące pod glinami zwałowymi w rejonie Krobicy. Osady te, stwierdzone w otworach wiertniczych, osiągają miąższość do 10 m i zostały zinterpretowane jako seria rzeczna z okresu zlodowaceń południowopolskich (Michniewicz, 1998). Nie można jednak wykluczyć, że są to utwory wodnolodowcowe z okresu transgresji lądolodu. Co najmniej jeden lądolód plejstoceniowski wtargnął od północy w Kotlinę Mirską. Podobnie jak w innych kotlinach sudeckich liczba lądolodów plejstoceniowskich jest od dawna dyskusyjna. Brak odpowiednich metod datowania glin nie pozwala na jednoznaczne określenie ich wieku. Na obszarach górskich bez szczegółowych badań litostratygraficznych często trudno nawet stwierdzić, czy są to gliny lodowcowe. Genieser (1936) zakładał dwukrotność zlodowaceń Sudetów Zachodnich. Jahn (1952) i Dumanowski (1961) stwierdzili ich dwudzielność w Kotlinie Jeleniogórskiej. Jednakże, wykazali oni, że nie wynika ona z dwóch zlodowaceń, lecz spowodowana jest procesami sedymentacyjnymi przy czole lądolodu. Na arkuszach SmgS w skali 1:25 000 pokrywających obszar omawianego arkusza Mirsk wiek osadów glacialnych wiązano tradycyjnie ze zlodowaczeniami środkowopolskimi (Maciejewski, 1959, Kornaś, 1959; Szałamacha i Szałamacha, 1971a, b, 1984a, b). Jednak stwierdzony w większości dolin Sudetów Zachodnich tylko jeden poziom glin zwałowych, zaczęto łączyć ze zlodowaczeniami południowopolskimi (Michniewicz i in., 1996; Michniewicz, 1998). Podobnie przyjęli Badura i Przybylski (1998) w syntetycznym ujęciu zasięgu lądolodów plejstoceniowskich w Sudetach zakładając, że w głąb kotlin śródgórskich wkroczył tylko jeden lądolód w zlodowaczeniach południowopolskich. W takim przypadku lądolód zlodowaczenia Odry w Sudetach Zachodnich nie sięgał powyżej wysokości 300–320 m. Utwory glacialne występujące w Kotlinie Mirska wiązane powinny być zatem ze zlodowaczeniami południowopolskimi.

Zlodowaczenia południowopolskie

G l i n y z w a ł o w e wyścielają przeważającą część Kotliny Mirska, gdzie tworzą rozległe i dość zwarte wychodnie. Ich miąższość jednak nie przekracza prawdopodobnie więcej niż 10 m. Gliny te

występują do wysokości 450 m n.p.m. w jednym poziomie. Są to gliny piaszczyste, ciemnoszare ze żwirami i rzadkimi bloczkami, wapniste.

Piaski i żwiry wodnolodowe zalegają bezpośrednio na krystalicznym podłożu lub na glinach zwałowych. Nie wykluczone, że te utwory mogą być pod-śród- i nadmorenowe, lecz wykształcone są one podobnie i ujęte w jedno wydzielenie. Przeważnie są to piaski gruboziarniste i żwiry drobnookruchowe, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Ich wystąpienia tworzą najczęściej półki przylegające do zboczy na różnych wysokościach (maksymalnie do 440 m n.p.m.), co wskazuje, że są to pozostałości tarasów kemowych powstałych w czasie stopniowego wytapiania lodu w obrębie Kotliny Mirska.

Zlodowacenia środkowopolskie

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 10–16 m n.p.rzeki zachowały się tylko w północnej części obszaru. Występują one na zachodnim brzegu tarasów Kwisy osadzone w etapach deglacjacji. Być może utworzyły się one w stropowych partiach osadów fluwio-glacialnych. Tarasy zbudowane są z piasków, rzadziej ze żwirów, o miąższości do kilkunastu metrów.

Zlodowacenie północnopolskie

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5–8 m n.p.rzeki tworzą wyższe poziomy akumulacyjne w dolinach Kwisy i jej dopływach. Tarasy zbudowane są głównie z bloków i materiału piaszczysto-żwirowego z domieszką glin i mułków. Materiał głazowy i żwirowy pochodzi głównie ze skał miejscowych, jedynie poniżej wysokości 420 m n.p.m., w Kotlinie Mirska, niewielką domieszkę stanowią skały eratyczne, pochodzące z niszczenia pokryw utworów glacialnych. Stopień obtoczenia klastów jest zróżnicowany, od słaby do dobrego.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Utwory opisane w tym rozdziale powstawały od schyłku plejstocenu po holocen. Oprócz fragmentów partii szczytowych i izolowanych form skalnych utwory zwietrzelinowe *in situ* i osady stokowe pokrywają cienką warstwą praktycznie wszystkie obszary występowania skał krystalicznych na obszarze arkusza Mirsk. Ich większe nagromadzenia występują w niszach źródłowych potoków i u podnóży zboczy, gdzie miąższość tych utworów dochodzi tam do co najmniej kilku metrów. Choć pokrywy stokowe w pewnej części modyfikowane są także współcześnie, to ich główne etapy rozwoju związane są z zimnymi okresami plejstocenu, gdy panowały warunki sprzyjające procesom fizycznego wietrzenia, a brak pokrywy roślinnej sprzyjał przemieszczaniu materiału skalnego po stoku. Według Jahna (1960; 1968) pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich powstały głównie

w okresie ostatniego zlodowacenia. Migoń i Czerwiński (1994) stwierdzili, że zwietrzeliny masywu karkonosko-izerskiego mogą częściowo pochodzić ze starszych okresów glacialnych plejstocenu.

Gliny zwietrzelinowe (eluwialne) z rumoszem są zwykle silnie zapiaszczone, z blokami skalnymi czasem o średnicy do 1 m. Pokrywają one stoki i grzbiety górskie. Ich miąższość nie przekracza 4–5 m i ulega zmniejszeniu w górnych partiach stoków. Są barwy brunatnoszarej lub żółtoszarej. W gliniastym tle występują okruchy skał podłoża, a ponadto pojawiają się w nich wkładki piasków i żwirów kwarcowych, ułożonych zgodnie z nachyleniem stoku. W wielu miejscach spotykane są blokowiska bez drobniejszego materiału o charakterze gołoborzy z beładnie ułożonymi ostrokrawędzistymi blokami.

Gliny pyłowe, lessopodobne występują w postaci rozległych płątów w rejonie Mirska, gdzie zalegają na glinach zwałowych i na zachód od Młyńska, gdzie w części leżą bezpośrednio na gnejsach izerskich. Utwory te znajdują się na wysokościach od 345 do 400 m n.p.m. Miąższość pokryw pyłowych nie przekracza 2 m. Według Jahna (1968) podobne pokrywy pyłowe z rejonu Kotliny Jeleniogórskiej mogły powstawać w wyniku procesów eolicznych, a pokrywy o dużej zawartości pyłów, z wyższych partiach gór, są związane z procesami wietrzenia mrozowego (gelifrakcji). Są to gliny brązowożółte, pyłowate, niewarstwowane.

Piaski i gliny deluwialne występują głównie na zboczach wzniesień. Są to zazwyczaj piaski, przeważnie z domieszką glin, rzadko są to gliny piaszczyste. Barwa ich jest zmienna—jasnożółta, szara, brunatnoszara i brunatna. Miąższość wynosi około 1–2 m, zwiększając się u podnóży stoków. Czasem występują one na piaskach i żwirach wodnolodowcowych. Pewna część glin deluwialnych stanowi eluvia glin zwałowych.

c. Holocen

Torfy i namuły torfiaste występują głównie w górnej części zlewni Izery na wysokości ponad 800 m n.p.m. (maksymalnie do 1080 m n.p.m.). Torfowiska te położone są też na spłaszczeniach grzbietowych w Górach Izerskich, a rzadko w obniżeniach dolinnych rzek i potoków. Występują na Grzbiecie Izerskim między szczytami Świeradowiec, Podmokła i Szerzawa. Torfowiska te są częściowo odwadniane do zlewni Kwisy. Największe wystąpienia torfów związane są z doliną Izery, jak torfowisko „Izera-Skalno”. Torfy występują tam na wysokości 820–845 m n.p.m., tworząc pas o szerokości od 200 m do 1 km. Miąższość torfów waha się od 1 do 4 m (Matuła i in. 1997). Torfowisko to wykorzystywane jest jako złożo borowiny dla zakładów uzdrowiskowych w Świeradowie Zdroju. Prace badawcze prowadzone w celu dokumentowania złoża pozwoliły stwierdzić, że centralna część torfowiska zbudowana jest z torfów wysokich, a partie brzeżne zawierają warstwy torfów przejściowych. W podłożu torfów występuje zwietrzelina granitów. Miąższości torfów

w pozostałych, mniejszych, torfowiskach nie przekraczają 2 m. Datowanie ^{14}C spągowej partii torfów z torfowiska położonego na wysokości 900 m w rejonie Jakuszyce wskazało na wiek 10 075 (± 210) lat (Dumanowski, 1961). Można przyjąć, że torfy występujące w grzbietowych partiach Gór Izerskich zaczęły powstawać już w najstarszym holocenie, a ich sedimentacja trwa do dnia dzisiejszego. Są to piaski mułkowate i mułki piaszczyste z domieszką części humusowych, barwy ciemnoszarej, o miąższości poniżej 2 m, zajmują niewielki powierzchnie w rozszerzeniach dolinnych potoków w północnej części terenu. Zawierają one niewielką domieszkę składników nieorganicznych, w tym ilów, a także resztki roślinne. Domieszka części mineralnych jest w nich minimalna.

Namuły, piaski i żwirów dolinnych i tarasów zalewowych 1,5–5 m n.p.rzeki (osady rzeczne w ogólności) tworzą jeden lub dwa poziomy tarasowe przede wszystkim nad Kwisą. Utwory te są najmłodszym ogniwem plejstoceniowym i wypełniają odcinki den dolin rzecznych i potoków. Są one utworzone z piasków z wkładkami żwirów i mułków barwy szarej lub szaro-niebieskiej. Piaski są różnoziarniste zazębające i przeławicające się ze żwirami. Są one szarobrunatne i niebieskawozielone. Łączna ich miąższość nie przekracza kilkunastu metrów.

B. TEKTONIKA

Cały obszar arkusza Mirsk znajduje się w obrębie bloku karkonosko-izerskiego, który obejmuje metamorficzny kompleks izerski i granitowy, waryscyjski masyw karkonoski (tabl. II). Na szkicu tym, idąc od południowego-wschodu wyodrębniono: masyw karkonoski, jednostkę Wysokiego Grzbietu (określaną także jako jednostka Szklarskiej Poręby), mylonityczną strefę Rozdroża Izerskiego, jednostkę Świeradowa Zdroju, jednostkę Starej Kamienicy (określanej także jako pasmo Kamienicy), jednostkę Pobiednej (Gierałtówka–Mirska), jednostkę Wolimierza i jednostkę Mirska (Cymerman, 2004).

Najstarsza interpretacja tektoniki całego bloku karkonosko-izerskiego była oparta na koncepcji płaszczwinowej (Kodym i Svoboda, 1948). W modelu tym zakładano istnienie dwóch płaszczwin: sudeckiej (gnejsowo-lupkowej) zaliczanej do algonku i subsudeckiej (podsudeckiej) ze skałami staropaleozoicznymi Karkonoszy Południowych. Maška (1954) stwierdził tylko jeden kierunek orientacji lineacji i osi fałdów, co miało świadczyć, że cały blok karkonosko-izerski stanowi jednolitą kaledońską kopułę z granitowym jądrem Karkonoszy.

Trzy różne kierunki osi fałdów i lineacji były w odmienny sposób interpretowane przez badaczy izerskiego kompleksu metamorficznego. Geometria, orientacja i superpozycja mesostruktur planarnych, fałdowych i liniowych stanowiły podstawę do wydzielenia dwóch (Oberc 1967), trzech (Dziemiańczuk i Dziemiańczuk, 1982) i więcej faz deformacji (Żaba, 1984; Oberc-Dziedzic, 1988). Według Oberca (1967, 1972) podczas dwóch orogenez prekambryjskich powstać miały zespoły fałdów makroskopowych: starszy o osiach w kierunku NW–SE i koaksjalnej tzw. B lineacji oraz

młodszy—równoleżnikowy, reorientujący starsze fałdy i B lineację. Kryteria te stanowiły podstawę do wydzielenia szeregu lokalnych fałdów w gnejsach i łupkach. Dziemiańczuk i Dziemiańczuk (1982) wydzieliли w łupkach pasma kamienieckiego trzy fazy deformacji: D_1 z fałdami F_1 śródfoliacyjnymi i izoklinalnymi; D_2 z krenulacyjnymi fałdami F_2 i kliwązem krenulacyjnym S_2 oraz D_3 z fałdami F_3 o powierzchniach osiowych ustawionych pod niewielkim kątem do foliacji S_2 .

Według Oberc-Dziedzic (1988) w historii ewolucji izerskiego kompleksu gnejsowego można wydzielić trzy etapy: powstanie serii suprakrustalnej, jej metamorfizm w facji amfibolitowej podczas deformacji D_1 z utworzeniem penetratywnej foliacji, fałdów i lineacji; deformacja D_2 w gnejsach, która wykształciła mylonityzację strefową wzdłuż istniejących już foliacji oraz struktury typu budinażu. Pod koniec tej deformacji miało dojść do intruzji granitów drobno- i potem gruboziarnistych, porfiroblastycznych, praktycznie niezdeformowanych w czasie deformacji D_3 . Rozwój łupków łyszczykowych w stropowych partiach granityzowanego kompleksu izerskiego miał być podobny, zasadniczo jednak bez ich granityzacji. Skały te przeszły metamorfozę w warunkach facji zieleńcowej do amfibolitowej (staurolit) z deformacjami fałdowymi D_3 i nałożoną na nie młodszą mylonityzacją, związaną z etapem defromacji D_4 i postdeformacyjną blasteżą.

Elementem charakterystycznym metamorfiku izerskiego są pasma łupkowe przebiegające prawie równoleżnikowo, zgodnie z orientacją foliacji regionalnej w otaczających je gnejsach. Szałamachowie (1964) uważali te kontakty za nieostre ze stopniowymi przejściami łupków w gnejsy ku północy. Natomiast zakładali oni tektoniczny kontakt między gnejsami i łupkami od strony południowej. Kontakt ten miał być następnie zablizniony młodszymi leukogranitami i skałami zleukokratyzowanymi oraz granitem karkonoskim, podobnie jak w paśmie Wysokiego Grzbietu (Szałamacha i Szałamacha, 1964). Gnejsy izerskie ma charakteryzować struktura megabudinażowa, uformowana przez soczewate wystąpienia granitów niezdeformowanych lub też gnejsów słabo zdeformowanych (ze słabo wykształconą foliacją) wśród typowych gnejsów izerskich (Szałamacha, 1966).

Regionalna, penetratywna foliacja (foliacja S_1 , S_2 lub S_{1+2}) w jednostkach tektonicznych zbudowanych z gnejsów izerskich (jednostki Świeradowa Zdroju i Mirska), jak i w jednostkach tektonicznych zbudowanych z serii suprakrustalnych (jednostki Starej Kamienicy, Pobiednej i Wolimierza) charakteryzuje się dominującym biegiem od kierunku ENE–WSW do NW–SE i upadem najczęściej ku N, NNE, rzadziej NNW pod różnymi kątami, na ogół pod kątem 50–70°. W największej jednostce suprakrustalnej (Starej Kamienicy) dominują upady foliacji pod kątem 45–50° lub mniejszym 20–30°. Jednak według danych wiertniczych (np. Bobiński, [red.], 1997) foliacja jest bardziej stroma także w łupkach krystalicznych jednostki Starej Kamienicy i na ogół waha się od 70 do 90°. Średnia wartość orientacji foliacji S_1 wynosi tu około 005–010/45–60°.

Lineacja ziarna mineralnego (elongacyjna) L_1 , która jest w różnym stopniu wykształcona na powierzchniach penetratywnej foliacji jest generalnie bardzo zmienna, zwłaszcza w jednostkach zbudowanych ze skał suprakrystalnych. Prawdopodobnie jest to efekt innej podatności skał na deformację. W skałach suprakrystalnych większe znaczenie ma składowa nierotacyjna (koaksjalna) deformacji przy poroździelaniu deformacyjnym ścinania ogólnego. Generalnie, lineacja ziarna mineralnego L_1 nachylna jest pod średnimi i małymi kątami ku NW, N, W, NE i E (Cymerman, 1994, 1999). Liczne wskaźniki ścinania prostego, zwłaszcza z jednostki Mirska dokumentują lewoskrętne, transpresyjne przemieszczenia ze zwrotem ścinania „górną” ku NW przy transporcie skośnym do biegu foliacji S_1 (*op. cit.*).

W jednostkach Świeradowa Zdroju i Mirska występują liczne zlokalizowane strefy ścinania podatnego pokrywające się z wychodniami mylonitycznych gnejsów izerskich (*op. cit.*). Procesy ścinania prostego bezkierunkowych granitoidów izerskich (rumburskich) doprowadziły tam do utworzenia stopniowych przejść strukturalnych od typów porfirowatych poprzez oczkowe i soczewkowe do mylonitycznych gnejsów laminowanych. Na obszarze arkusza Mirsk występują ortognejsy izerskie w różnym stopniu zmylonityzowane.

O waryscyjskim rozwoju podatnych stref ścinania w metamorfiku izerskim w czasie karbonu świadczą oznaczenia metodą Ar/Ar wieku ochłodzenia biotyту (około 308 mln lat) i muskowitu (około 309 mln lat; Steltenpohl, 1993, inf. ustna). Podobne wieki ochłodzenia biotyту (około 338, 312, 302, 228 i 250 mln lat) i muskowitu (299 mln lat), wykonane metodą Ar/Ar otrzymano dla ortognejsów z okolic Pilchowic (Oliver i Kelley, 1993). O waryscyjskim rozwoju podatnych stref ścinania w metamorfiku izerskim świadczy także podobny obraz rozwoju strukturalnego i dane kinematyczne z tego metamorfiku i kompleksu kaczawskiego zdeformowanego podczas orogenezy waryscyjskiej w karbonie dolnym (Cymerman, 2002).

Odrębna, co do orientacji i genezy, jest mylonityczna foliacja i lineacja powstała w strefie tektonicznej (mylonitycznej) rozdroża izerskiego. Strefa ta rozgranicza jednostkę Wysokiego Grzbietu od jednostki Świeradowa Zdroju, ale także kontynuuje się dalej w tej ostatniej w kierunku północnemu wschodowi. Strefa ta na południowym zachodzie przecinana jest niezgodnie przez młodsze granity karkonoskie. Foliacja w mylonitycznej strefie rozdroża izerskiego charakteryzuje się stromymi upadami ku ENE lub ku NNE pod średnimi kątami, a jej bieg wyznacza kierunki dyslokacji w tej podatno-kruczej strefie tektonicznej. Lineacji nachylna jest pod średnimi kątami ku ESE. Wyróżniono tam trzy odmienne kierunki orientacji lineacji i osi fałdów: ku SE, WNW i NNE, które odpowiadają mają trzem różnowiekowym deformacjom (Szałamacha i Szałamacha, 1960, 1968). Na temat rozwoju tej strefy dyslokacyjnej panują wśród badaczy różne opinie. Większość z nich zakłada, że jest to głęboki uskoki, starszy od intruzji granitów karkonoskich, wzdłuż którego doszło do metasomatycznej sylifikacji zmylonityzowanych wcześniej skał. Do uruchomienia wędrówki krzemionki miało dojść albo

w wyniku kaledońskich albo waryscyjskich ruchów orogenicznych. Koziar (1973) uważał, że partia żyły złoża kwarcu „Stanisław” powstała na skutek zluźnienia w partii przegubowej antyklinalnego fałdu podczas odkłucia łupków pasma Szklarskiej Poręby od gnejsów i granitów jednostki Świeradowa, budującej jądro zakładanej antykliny. Do tego odkłucia miało dojść podczas ruchów młodoassynetyjskich. Model ten jest do odrzucenia nie tylko ze względu na dolnoordowicki wiek ortognejsów izerskich, które ta strefa przecina, ale ze względu na dolnokarboński wiek rozwoju stref ścinania podatnego w gnejsach izerskich, od których przynajmniej kataklazyty i większość żył kwarcowych strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego muszą być młodsze lub co najmniej równowiekowe. Orientacja innych żył kwarcowych na obszarze metamorfiku izerskiego o zakładanych upadach ku północy i równoległych do powierzchni osiowych hipotetycznych równoleżnikowych megafałdów (Oberc, 1961, 1972) nie jest do przyjęcia, ze względu na brak dowodów na istnienie takich fałdów oraz braku danych na temat rzeczywistej orientacji przestrzennej żył kwarcowych.

Masyw granitowy Karkonoszy występuje w południowej części arkusza Mirsk, gdzie kontaktuje termicznie (strefy shornfelsowania o szerokości do 1,5 km) z otaczającymi jednostkami bloku karkonosko-izerskiego. Wewnętrzna budowa granitów masywu granitowego Karkonoszy jest wyraźnie zróżnicowana. Cloos (1925) przyjmuje, że granity te tworzą dwie duże kopuły magmowe: wzdłuż Grzbietu Rudaw Janowickich i wzdłuż głównego grzbietu Karkonoszy. Kopuły te stanowią jądra intruzji. Wzajemne relacje między poszczególnymi odmianami granitów są trudne do wykartowania ze względu na częste przejścia jednych odmian w drugie. Generalnie wydaje się, że w granity porfirowate intrudował granity drobnoziarniste. Z drugiej strony, nie można jednak wykluczyć istnienia apofiz granitów porfirowatych w drobnoziarnistych, lub ich wzajemnych przeławień, co by wskazywało na ich heterogeniczność rozwoju. Kąty upadu powierzchni kontaktowych między obu odmianami granitów są niewielkie i zbliżone do upadu szlirów występujących w stropowych partiach granitów porfirowatych, zapadających ku północy pod niewielkimi kątami. Według Mierzejewskiego (1973) dłuższe osie skaleni w granitach są zgodne z kierunkiem płynięcia magmy, tj. w kierunku NWW–SSE. Magma miała wydostawać się ku górze z obszaru dzisiejszej Kotliny Jeleniogórskiej, zgodnie z prawie równoleżnikowym ułożeniem kopuły głównego grzbietu Karkonoszy. Mierzejewski (1973) stwierdził, że obecne nachylenie zboczy Karkonoszy jest w przybliżeniu równoległe do dawnej powierzchni stygnięcia granitów.

Cloos (1925) w oparciu o sposób ułożenia skaleni i szlirów w granitach wyróżnił trzy główne kierunki spękań: poprzeczne (Q) o kierunku NNE–SSW (pionowe), wykorzystane przez skały żyłowe, podłużne (S) o kierunkach NW–SE i równoległe (L) spękania poziome stowarzyszone ze szlirami. Mierzejewski (1966) zakwestionował ten podział spękań i wydzielił następujące spękania: kontrakcyjne z aplitami, prostopadłe do szlirów biotytowych, przejściowe między kontrakcyjnymi i płonymi

o przebiegu NW–SE, a wypełnione tylko lokalnie apłitem i kwarcem oraz płone, ścinające, prawie pionowe o biegach NE–SW i NW–SE. Te ostatnie mają mieć znaczenie regionalne i obejmują cały blok karkonosko-izerski. Są one odpowiedzialne za morfologiczny kształt skałek granitowych, a także za rozwój większości pionowych uskoków.

Podłoże podkenceozoiczne na obszarze arkusza Mirsk jest mało zmienne i nieurozmaiczone, co w części dokumentują otwory poszukiwawcze, głównie za rudami cyny. Podłoże podkenozoiczne w stosunku do powierzchni morfologicznej jest obniżone na ogół zaledwie o kilka, rzadko kilkadziesiąt metrów (otw. 2). Powierzchnia podneogeńska zachowała się jedynie pod utworami miocenu w północnej części arkusza na terenie Kotliny Mirska.

Obraz lineamentów satelitarnych i radarowych (Bażyński i in., 1986; Graniczny i in., 1995) nałożony na szkic geologiczny odkryty wykazuje ich znaczne zagęszczenie i duże zróżnicowanie kierunków. Dominujące wydają się kierunki: NNE–SSW, NE–SW oraz NW–SE. Zwraca uwagę łukowaty przebieg lineamentu między Czerniawą a Przecznicą naśladujący wychodnie łupków jednostki Starej Kamienicy. Także mylonityczna strefa rozdroża izerskiego jest podkreślana przez system lineamentów. Uskokom w podłożu krystalicznym, wyznaczonym licznie na mapie geologicznej, odpowiada prawdopodobnie system lineamentów o kierunkach NNE–SSW i zbliżonych. Inne struktury teledetekcyjne na całym obszarze arkusza wydają się nie mieć prostych nawiązań tektonicznych.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Historia rozwoju budowy geologicznej obszaru arkusza Mirsk sięga neoproterozoiku (tab. 1), kiedy to na nieznanym podłożu powstawały utwory suprakrustalne izerskiego kompleksu metamorficznego. Być może skały te formowały się na północnej, aktywnej krawędzi Gondwany (obecnej Afryki Północnej). Obszarem źródłowym dla nich, podobnie jak i dla szarogłazów łużyckich mógł być aktywny szelf lub kontynentalny łuk wulkaniczny. Najstarszymi elementami litologicznymi na arkuszu Mirsk są łupki krystaliczne, tworzące teraz pasma łupkowe oraz reliktowe fragmenty łupków biotytowo-hornblendowych w gnejsach izerskich. Łupki krystaliczne są osadami prawdopodobnie morskimi osadami wieku wend–dolny ordowik. Z tymi procesami sedymentacyjnymi była prawdopodobnie także związana pierwotna koncentracja kasyterytu w łupkach łuszczkowych jednostki Starej Kamienicy (Szałamacha, 1976). Osady te uległy metamorfizmowi regionalnemu do facji amfibolitowej podczas orogenezy waryscyjskiej.

Gnejsy i granity izerskie uważano w latach 20. XX w. za stektonizowane granity kaledońskie, w późniejszych, przez różnych autorów określane były jako efekt granityzacji skał suprakrustalnych (Oberc, 1958, 1961, 1972; Szałamacha i Szałamacha 1968; Szałamacha, 1970; Kozłowski, 1974),

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia			Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro		
C z w a r t o r z ę d	Holocen		Namuły, piaski, żwiry den dolinnych i tarasów zalewowych 1,5–2,5 m n.p. rzeki — $_{pz}^f Q_h^{(1)}$ Torfy i namuły torfiaste — $_{tr} Q_h$	Akumulacja osadów rzecznych w dnach dolinnych Akumulacja mineralno-orogeniczna
			Piaski i gliny deluwialne — $_{pg}^d Q$ Gliny pyłowate, lessopodobne — $_{gpy}^{pg-d} Q$ Gliny zwietrzelinowe z rumoszem — $_{gr}^z Q$	Akumulacja osadów deluwialnych Akumulacja pokryw eolicznych Wietrzenie, ruchy masowe na stokach
	Plejstocen	Zlodowacenia północnopolskie	Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–8,0 m n.p. Kwisy — $_{pz}^f Q_{p^4}^{(II)}$	Akumulacja osadów rzecznych
		Zlodowacenia środkowopolskie	Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 10,0–16,0 m n.p. rzeki — $_{pz}^f Q_{p^3}^{(II)}$	Akumulacja osadów rzecznych
		Zlodowacenia południowopolskie	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pz}^f Q_{p^2}$ Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}$	Sedymentacja przez wody lodowcowe na przedolu lądolodu Akumulacja osadów glacialnych
	Neogen	Pliocen		Denudacja i erozja
Miocen			Piaski i iły — $_{pi} M$ Sedymentacja lądowa	
Paleogen + neogen			Bazalty i tufy bazaltowe — $_{\beta} Pg + Ng$ Wulkanizm, wylewy lawy	
Paleogen			Denudacja i erozja, kaolinizacja, formowanie najstarszych powierzchni zrównań, tektonika blokowa (orogeneza alpejska)	
Kreda			Erozja i denudacja, tektonika blokowa (orogeneza alpejska)	
Jura			Erozja i denudacja	
Trias				
Perm			Żyły kwarcowe — $_q P$ Zabliźnianie rozłamów i szczelin	
Karbon	Karbon górny		Lamprofiry — $_{\chi} C_3$ Mikrogranity (porfiry granitowe) — $_{\gamma'} C_3$ Mikrogronodiority — $_{\gamma\delta} C_3$ Mikrotonality — $_{\zeta'} C_3$ Granity drobnoziarniste, miejscami porfirowate, granofirowe — $_{\gamma d} C_3$ Granity gruboziarniste, porfirowate i średnioziarniste — $_{\gamma g} C_3$ Zabliźnianie rozłamów i szczelin, krucha tektonika waryscyjska, regionalna ekstensja, metamorfizm kontaktowy (powstanie hornfelsów) Waryscyjska intruzja granitu karkonoskiego	

Karbon	Karbon dolny (?)		Mylonity kwarcowe, kataklazyty i brekcje okwarcowane — <i>myk</i> C ₁	Poligeniczne ruchy tektoniczne w warunkach podatnych i podatno-kruchych (orogeneza waryscyjska)
	Karbon dolny			
Dewon	Dewon górny			Podatne deformacje waryscyjskie, strefy ścinania, powstanie gnejsów izerskich, metamorfizm regionalny
Sylur				Denudacja i erozja
Ordowik	Ordowik dolny i środkowy		Grejzeny — <i>gz</i> O ₁₊₂	Grejzenizacja
			Diabazy — <i>β</i> ' O ₁₊₂	Sille i dajki zasadowe
Kambr–ordowik	Kambr górny–ordowik dolny		Leukogranity — <i>ly</i> Cm ₃ – O ₁	Intruzje magm kwaśnych (łuk magmowy i podklejanie lub rifting, wycienianie skorupy) w czasie orogenezy kaledońskiej (kadomskiej?)
			Gnejsy oczkowe — <i>goc</i> Cm ₃ – O ₁ Gnejsy drobnoziarniste (laminowane), lokalnie granity drobnoziarniste — <i>gd</i> Cm ₃ – O ₁ Gnejsy warstwowe — <i>gw</i> Cm ₃ – O ₁ Gnejsy gruboziarniste — <i>gg</i> Cm ₃ – O ₁ Granity porfirowate — <i>ypf</i> Cm ₃ – O ₁ Granity równoziarniste — <i>yr</i> Cm ₃ – O ₁	
Proterozoik–ordowik	Neoproterozoik–ordowik dolny		Amfibolity i łupki chlorytowo-biotytowe — <i>a</i> Pt ₃ – O ₁	Sedymentacja morska utworów suprakrustalnych
			Łupki amfibolowe — <i>lA</i> Pt ₃ – O ₁ Łupki łuszczkowe i biotytowo-chlorytowe z granatami i hornblendą — <i>ll</i> Pt ₃ – O ₁ Łupki kwarcowo-skaleniove (leptytowe) — <i>lQ</i> Pt ₃ – O ₁ Kwarcyty, lokalnie turmalinowe — <i>kw</i> Pt ₃ – O ₁ Łupki łuszczkowo-chlorytowe — <i>llC</i> Pt ₃ – O ₁ Łupki łuszczkowe — <i>ll</i> Pt ₃ – O ₁	

bądź jako utwory poligeniczne, będące derywatami skał magmowych, jak i suprakrustalnych (Kozłowska-Koch, 1961, 1965; Oberc-Dziedzic, 1974, 1988, Smulikowski, 1962, 1966). Obecnie w świetle nowych badań nie ma wątpliwości co do ich magmowego pochodzenia (Borkowska i in., 1980), jak i czas ich intruzji od około 515 do 480 mln lat (Oliver i in., 1993; Korytkowski i in., 1993; Kröner i in., 1994, 2001; Phillipe i in., 1995; Wegner i Kröner, 2000). Nieco młodszy wiek gnejsów izerskich (około 480–450 mln lat) wynikał z datowań metodą izochrony Rb-Sr (Borkowska i in., 1980).

Granity izerskie intrudowały w utwory suprakrustalne metamorfiku izerskiego w górnym kambrze i dolnym ordowiku, prawdopodobnie wzdłuż powierzchni warstwowania sekwencji osadowej. Otwartym zagadnieniem pozostaje kwestia tych intruzji w neoproterozoicznej osłonie bloku (terrany) łuzyckiego, jak i problem, czy w czasie tych intruzji utwory suprakrustalne metamorfiku izerskiego były już zdeformowane i zmetamorfizowane, jak zakładali Achramowicz i Żelaźniewicz (1998). Inna kwestia dotyczy warunków geotektonicznych umiejscowienia magm granitoidów izerskich, dla których istnieją

dwa skrajnie przeciwne poglądy. Jeden model geotektoniczny zakłada intruzje granitów izerskich w związku z ordowickim łukiem magmowym (Oliver i in., 1993; Kröner i in., 1994, 2001; Wegner i Kröner, 2000), a drugi model—wycienianie i ryfting skorupy w czasie orogenezy kadomskiej (Achramowicz i Żelaźniewicz, 1998; Żelaźniewicz i in., 2003). Ekstensji i ryftingowi ma ulegać pasywna krawędź terranu saksońsko-turyngijskiego także w dolnym dewonie (Żelaźniewicz i in., 2003), czyli w Sudetach Zachodnich ryftogeneza miałaby wystąpić na końcu orogenezy kadomskiej (przełom kambru i ordowiku) i na początku orogenezy waryscyjskiej.

W metamorfiku izerskim na obszarze arkusza Mirsk występują ortognejsy w różnym stopniu zmylonityzowane. Te liczne, ale lokalnie wykształcone strefy ścinania podatnego powstały w wyniku procesów ścinania prostego bezkierunkowych granitoidów izerskich (rumburskich), co doprowadziło do utworzenia stopniowych przejść strukturalnych od odmian gruboziarnistych poprzez oczkowe i soczewkowe do mylonitycznych gnejsów laminowanych. O waryscyjskim rozwoju podatnych stref ścinania w metamorfiku izerskim na pograniczu karbonu dolnego i górnego wskazują oznaczenia wieku ochłodzenia biotyту (około 308 mln lat) i muskowitu (około 309 mln lat), wykonane metodą $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Steltenpohl, 1993, inf. ustna). Podobny wiek ochłodzenia biotyту (około 338, 312, 302, 228 i 250 mln lat) i muskowitu (299 mln lat), stwierdzony także metodą $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, otrzymano dla ortognejsów z okolic Pilchowic (Oliver i Kelley, 1993). Również Marheine i in. (2002) dokumentują deformacje i mylonityzację gnejsów izerskich na około 335–324 mln lat. O waryscyjskim rozwoju podatnych stref ścinania w metamorfiku izerskim świadczy pośrednio także podobny obraz rozwoju strukturalnego i dane kinematyczne z tego metamorfiku w odniesieniu do kompleksu kaczawskiego, zdeformowanego podczas orogenezy waryscyjskiej w karbonie dolnym (Cymerman, 2002).

Podczas orogenezy waryscyjskiej skały metamorfiku izerskiego uległy heterogenicznej deformacji. Tektoniczny model ewolucji tego kompleksu metamorficznego obejmuje dwie fazy deformacji waryscyjskich: D_1 i D_2 (Cymerman, 1994, 1999, 2002). Główna deformacja D_1 charakteryzuje się rozwojem zlokalizowanych stref ścinania podatnego, które otaczają makrosoczewy mniej zdeformowanego granitu izerskiego. W czasie tej lewoskrętnej deformacji transpresyjnej doszło do przemieszczeń tektonicznych ku zachodowi i południowemu zachodowi w formie pakietów (wielozestawu) podatnych łusek i imbrykacji. Podczas późniejszej deformacji D_2 doszło do przemieszczeń domen strukturalnych ku północnemu zachodowi w warunkach regionalnej transtensji i dalszego rozwoju stref ścinania podatnego w warunkach facji zieleńcowej. Dla wyjaśnienia relacji między obu typami deformacji Cymerman (1994) przedstawiał dwa modele. W pierwszym, zakładał różnicę czasową między deformacją D_1 (nasunięcia i skracanie skorupy), a deformacją D_2 (późno orogeniczna ekstensja związana z wyniesieniem granitu izerskiego). W drugim modelu autor ten przyjął prawie synchroniczny rozwój struktur tektonicznych z dominującymi w różnych częściach metamorfiku izerskiego regionalnymi

strefami transtensji lub transpresji w wyniku wachlarzowatego rozejścia się i tektonicznej ucieczki różnych partii metamorfiku izerskiego (Cymerman, 2000).

Odmienny i bardziej złożony model tektonicznej ewolucji metamorfiku izerskiego w czasie orogenezy waryscyjskiej przedstawili ostatnio Żelaźniewicz i in. (2003) z różnymi reżimami deformacji: (I) ekstensyjny, (II) przesuwczy i (III) kompresyjny. W warunkach ekstensyjnych (I) odbyły się fazy deformacji D_1 i D_2 (zrzutowy/lewostronny transtensyjny). W reżimie przesuwczym (II) odbyły się fazy deformacji D_3 i D_4 (prawostronny transpresyjny). Reżim kompresyjny (III) miałby uformować struktury fałdowe F_3 – F_5 , wg schematu Żaby (1984). Czaplinski (1998) przedstawił podobny czterofazowy model deformacji gnejsów śródłupkowych w Czerniawie Zdroju. Faza deformacji D_1 odbyła się z normalnym uskokowaniem („góra” ku północy), D_2 —w reżimie lewostronnym („góra” ku zachodowi), D_3 —w reżimie prawostronnym („góra” ku wschodowi), a D_4 —w warunkach skośnego nasuwania („góra” ku południowi i południowemu zachodowi). Problemem jest istnienie praktycznie tylko jednej L_1 lineacji typu mylonitycznego na powierzchniach foliacji zapadających ku północy, a tym samym istnieje możliwość wyznaczenia tylko jednego kierunku transportu tektonicznego.

W świetle nowych danych geochemicznych i izotopowych nie do utrzymania jest obecnie hipoteza, że gnejsy izerskie powstały w wyniku metasomatycznej granityzacji skał suprakrystalnych (Oberc, 1958, 1961, 1972; Szałamacha i Szałamacha, 1968, 1971b, 1984b; Szałamacha, 1970), a także pogląd o dwóch orogenezach prekambryjskich skał metamorfiku izerskiego (Oberc, 1961, 1967, 1972). Natomiast w świetle nowych danych słusznym wydaje się pogląd Smulikowskiego (1972) o synchroniczności deformacji gnejsów izerskich i skał epimetamorficznych kompleksu kaczawskiego. Cymerman (2002) doszedł do podobnych wniosków na podstawie szczegółowej analizy struktur i ich kinematyki ze strefy granicznej kompleksu kaczawskiego i metamorfiku izerskiego.

W karbonie górnym doszło do postektonicznej intruzji granitu karkonoskiego (Przewłocki i in., 1962; Depciuch, Lis, 1971; Duthou i in., 1991). Intruzja ta wywołała zmiany termiczne łupków łuszczkowych w ich sąsiedztwie w warunkach facji hornfelsowo-piroksenowej. Deformacje późnowaryscyjskie przyczyniły się do wypiętrzenia całego bloku karkonosko-izerskiego oraz do powstania uskoków związanych z platformowym etapem rozwojem tego megabloku tektonicznego.

W paleogenie i neogenie dominuje na obszarze arkusza Mirsk tektonika blokowa, która uformowała obecny obraz Gór Izerskich, m.in. z powierzchniami zrównań i obniżenie Izery. W paleogenie zapoczątkowana została aktywność wulkaniczna, której przejawy na obszarze arkusza Mirsk kontynuowane były aż do górnego miocenu. Procesom erozji i denudacji masywów skał krystalicznych uwarunkowanych klimatycznie towarzyszyły blokowe ruchy tektoniczne. Ukształtowanie pasm górskich, obniżen i kotlin w kształcie zbliżonym do współczesnego nastąpiło pod koniec neogenu.

Denudacja przyczyniła się do tego, że pierwotnie miąższe paleogeńskie i neogeńskie pokrywy zwietrzelinowe zostały w większości usunięte i zachowały się jedynie w obniżeniu Kotliny Mirska.

Podczas czwartorzędu w zachodniej części Sudetów w okresie zlodowaceń południowo-, środkowo- i północnopolskich powstały tarasy doliny Kwisy oraz gliny deluwialne (Jahn, 1960). W zlodowaceniach południowopolskich (Marks i in., 2006) w Kotlinę Mirską sięgnął lob skandynawskiego lądolodu, po którym pozostały niewielkiej miąższości gliny zwałowe i utwory wodnolodowcowe. W czasie kolejnych zlodowaceń lądolody prawdopodobnie nie docierały już na omawiany obszar. Okresy glacialne sprzyjały zasypywaniu dolin rzecznych. W zlodowaceniach środkowopolskich powstały tarasy na wysokości 10–16 m n.p. Kwisy, a lokalnie może nawet to dwudziestu kilku metrów. W czasie zlodowaceniach północnopolskich powstały tarasy nadzalewowe 5–8 m n.p. rzeki Kwisy. W zimnych okresach powstawały również pokrywy gruzowe i deluwialne na stokach.

Od początku holocenu na spłaszczeniach grzbietowych Gór Izerskich i w górnej części doliny Izery rozwijają się rozległe torfowiska wysokie i przejściowe (Matuła i in., 1997). W holocenie doszło do wypełniania dolin rzecznych i potoków górskich osadami piaszczysto-żwirowymi. W szerokiej dolinie Izery oraz w partiach grzbietowych Gór Izerskich utworzyły się torfowiska.

IV. PODSUMOWANIE

Nowe ujęcie zagadnień geologicznych dotyczy zarówno obrazu kartograficznego na mapie geologicznej, jak i tabeli stratygraficznej utworów występujących na arkuszu Mirsk. Obszar tego arkusza jest perspektywiczny do poszukiwań formacji grejzenowej typu Sn–W. Na obszarze arkusza znajdują się też udokumentowane złoża rud cyny oraz źródła wód mineralnych.

Obraz kartograficzny na mapie arkusza Mirsk nie odbiega w sposób zasadniczy od dotychczasowych ujęć przedstawianych na SmgS w skali 1:25 000. Główne zmiany w przebiegach granic geologicznych dotyczą utworów czwartorzędowych, przede wszystkim plejstocenu, ale także utworów osadowych neogenu. Aktualizacja tego obrazu wynika przede wszystkim z analizy otworów wiertniczych i dokumentacji archiwalnych. Natomiast zmiany w obrazie kartograficznym metamorficznego kompleksu izerskiego wynikają głównie z uwzględnienia szczegółowego ciągłego profilowania gazo-ciągu od Mirska do Krobicy na prawym brzegu Kwisy. Zmiany dotyczą także tabeli stratygraficznej, gdzie granity i gnejsy izerskie zostały odmłodzone (górny kambr–dolny ordowik), a nie jak dotąd przyjmowano, że są to utwory prekambru–starszego paleozoiku.

Niestety, nierozwiązanych problemów kartograficznych na tym terenie pozostało nadal wiele, co wynika z faktu, że mapa tego arkusza SmgP w skali 1:50 000 powstała w znacznym stopniu jedynie w wyniku reambulacji istniejących czterech map SmgS w skali 1:25 000. Należy zaznaczyć, że

połowa obszaru to zreambulowane w latach 50. ubiegłego wieku ponemieckie mapy geologiczne wykonane kilka lat po I wojnie światowej. Brak szczegółowych prac terenowych wpłynął w sposób zasadniczy na nie wykonanie aktualizacji, m.in. o strefy ścinania podatnego (mylonityczne), wychodni skał metamorfiku izerskiego. Dotyczy to głównie obszaru Pogórza Izerskiego, gdzie dane z profilowania gazociągu od Mirska do Krobicy wykazały, jak bardzo zróżnicowany jest inwentarz skalny tej części metamorfiku izerskiego, który opiera się nadal na przedwojennych, niemieckich mapach geologicznych, wykonanych bez wkopów badawczych i odpowiedniej ilości punktów dokumentacyjnych. Brak prac laboratoryjnych i terenowych uniemożliwił m.in. ustalenie, czy na obszarze arkusza Mirsk osady glacialne związane są ze zlodowaczeniami południowopolskimi, czy, jak było dotychczas przyjmowane, tylko ze zlodowaczeniami środkowopolskimi. Problem ustalenia wieku (paleogen czy neogen) dotyczy także skał wulkanicznych dość licznie występujących na omawianym terenie. W oparciu o przyszłe prace petrograficzne będzie można podzielić bazaltoidy na obszarze arkusza Mirsk na co najmniej kilka odmian i wydzielić je kartograficznie.

Opracowano
w Oddziale Dolnośląskim
Państwowego Instytutu Geologicznego
Wrocław, 2005 r.

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
w Warszawie

LITERATURA

- Achramowicz S., Żelaźniewicz A., 1998 — Północna część bloku karkonosko-izerskiego: zapis dwóch orogenez. *Pol. Tow. Miner., Pr. Spec.*, **11**: 9–13.
- Ahrens W., 1926 — Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. *Mitt. Abt. Gesteins u. Salzuntersuch.*, **2**: 1–23.
- Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.L., 1987 — Trace and isotopic geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos.*, **20**: 311–321.
- Awdankiewicz M., 1993 — Sytuacja geologiczna w rowie gazociągowym Gryfów Śląski – Krobica na obszarze Pogórza Izerskiego z uwzględnieniem propozycji podziału litologicznego gnejsów izerskich. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol, Oddz. Dolnośl.*, Wrocław.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięgi lądolodów plejstocenijskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**: 9–27.
- Badura J., Przybylski B., 2004 — Dolnośląska formacja bazaltowa. W: T. M. Peryt, M. Piwocki (red.) *Budowa geologiczna Polski, Stratygrafia, Część 3a—Kenozoik. Paleogen, neogen.* Państw. Inst. Geol., Warszawa: 161–168.
- Bażyński J., Graniczny M., Oberc J., Wilczyński M. S., 1986 — Mapa fotogeologiczna Sudetów 1:200 000. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Bederke E., 1939 — Die kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **91**: 770–771.

- B e d e r k e E., 1956 — Die Granitgenerationen des Riesengebirges, ein Beitrag zur Frage der Regeneration von Graniten und Erzlagerstätten. Geotechnisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- B e r g G., 1922 — Die Gesteine des Isergebirges.— *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **43**: 125–168.
- B e r g G., 1925a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Wigandsthal – Tafelfichte [Pobiedna]. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- B e r g G., 1925b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Flinsberg-Strickerhäuser [Świeradów]. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- B e r g G., 1926a — Erläuterungen zu dem Blatt Wigandsthal – Tafelfichte. Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- B e r g G., 1926b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Friederberg. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- B e r g G., 1926c — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Flinsberg-Strickerhäuser. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- B e r g G., 1935 — Erläuterungen zu dem Blatt Marklissa. Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Preuss. Geol. L.–A., Lief. 333, Berlin.
- B e r g G., Ahrens 1925 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Friederberg. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- B i r k e n m a j e r K., P e c s k a y Z., G r a b o w s k i J., L o r e n c M.W., Z a g o Ź d Ź o n 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**, 1:1–19.
- B o b i ń s k i W., (red.), 1997 — Gierczyn G-IV/19 i Gierczyn G-IV/26. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **87**.
- B o b i ń s k i W., (red.), 1999 — Krobica K-II/3 i Krobica K-II/4. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **93**.
- B o r k o w s k a M., 1959 — Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Arch. Miner.*, **21**, 2: 229–382.
- B o r k o w s k a M., 1966 — Petrografia granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, **2**.
- B o r k o w s k a M., H a m e u r t J., V i d a l P., 1980 — Origin and age of Izera Gneisses and Rumburk granite in the Western Sudetes. *Acta. Geol. Pol.*, **30**, 2: 121–145.
- C h a l o u p s k y J., 1965 — Metamorphic development of the Krkonoše Crystalline Complex. *Krystalinikum*, **3**: 31–54.
- C h y l i ń s k a H., S a ł a c i ń s k i R., 1965 — O hydrotermalnie zmienionych skałach żyłowych w rejonie Czerniawy na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, **13**, 7: 322–323.
- C l o o s H., 1925 — Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granit-tektonik). I Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin. 194 ss.
- C w o j d z i ń s k i S., J o d ł o w s k i S., 1982 — „Plamowe” koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **341**.
- C y m e r m a n Z., 1994 — Strefy ścinania w metamorfiku izerskim, Sudety. *Prz. Geol.*, **42**, 4: 264–270.
- C y m e r m a n Z., 1999 — Structural and metamorphic evolution of the Izera metamorphic complex. *Exkurs. F. U. Veröffl. GGW*, **206**: 113–124.
- C y m e r m a n Z., 2000 — Tektonika ucieczkowa i kliny terranowe Masywu Czeskiego. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 336–344.
- C y m e r m a n Z., 2002 — Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**; 149 ss.

- Cymerman Z., 2004 — Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czapliński W., 1998 — Orthogneisses and metapelites from a polypase tectonic zone – mesostructural versus microstructural evidence: an example from the Czarniawa Zdrój section (Izera-Karkonosze Block, West Sudetes). *Geol. Sudet.*, **31**: 93–104.
- Depciuch T., Lis J., 1971 — Wiek bezwzględny K-Ar granitoidów masywu Karkonoszy. *Kwart. Geol.*, **15**, 4: 855–860.
- Dumanowski B., 1961 — Zagadnienie dwudzielności moren czołowych w Sudetach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4: 403–411.
- Duthou J.L., Couturie J.P., Mierzejewski M.P., Pin C., 1991 — Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową, rubidowo-strontową, na podstawie całych próbek skalnych. *Prz. Geol.*, **36**, 2: 75–79.
- Dziemiańczuk K., Dziemiańczuk E., 1982 — Rozwój struktury łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego między Czarniawą a Rębiszowem. *Kwart. Geol.* **26**, 1: 13–43.
- Genieser K., 1936 — Studien zur Diluvialgeschichte des Boberkatzbach Gebirges und seiner Flüsse, Heiner.-Wilh.-Dove-Gesellschaft, 1–47.
- Grabowski J., Badura J., Przybylski B., 2005 — Paleomagnetyzm i geochemia bazaltów kenozoicznych na Dolnym Śląsku. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1987 — Korelacja danych detekcyjnych i geofizycznych za pomocą technik cyfrowych. *Prz. Geol.*, **35**, 8/9: 453–461.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Heflik W., Natkanięc-Nowak L., 2004 — Ksenolity z bazaltoidów z Rębiszowa koło Mirska (Dolny Śląsk). *Prz. Geol.*, **52**, 9: 910–915.
- Ilnicki S., 1998 — Charakterystyka geochemiczna amfibolitów z pasma łupkowego Starej Kamienicy (Pogórze Izerskie). *Pol. Tow. Miner., Pr. Spec.*, **11**: 24–26.
- Jahn A., 1952 — Lodowce typu „Baffina” i problem moren ablacyjnych. *Czas. Geogr.*, **23/24**: 3–14.
- Jahn A., 1960 — Czwartorzęd Sudetów. Regionalna geologia Polski. **3**, 2.
- Jahn A., 1968 — Peryglacialne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich. *Opera Corcontica*, **5**: 9–25.
- Kasiński J., Panasiuk M., 1987 — Geneza i ewolucja strukturalna niecki żytańskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **55**: 141–150.
- Kodym O., Svoboda J., 1948 — Kaledonska prikrhovva stavba Krkonos a Iizerských Hor. *Sb. Stat. Geol. Ust.*, CSR. Praga.
- Kornaś J., 1959 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Pobiedna 1:25 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Korytkowski A., Dörr W., Żelaźniewicz A., 1993 — U-Pb dating of (meta)granitoids in the NW Sudetes (Poland) and their bearing on tectono-stratigraphic correlation. *Terra Nova* **5**: ss 331.
- Kościówko H., 1972a — Ocena perspektyw występowania kaolinów na obszarze Pogórza Izerskiego. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Kościówko H., 1972b — Sprawozdanie z realizacji I etapu badań dla rozpoznania kaolinu wysokoplastycznego w rejonie Mirska. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Kotowski J., 1972 — Stanowisko tektoniczne i geneza skał kwarcowych południowej części Pogórza Izerskiego. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, **8**.

- Kozdrój W., Cymerman Z., Kachlik V., Opletal M., 2001 — Karkonosze-Jizera Region. [In:] Kozdrój W., Krentz O., Opletal M., [eds.] Comments on the Geological Map Lausitz-Jizera-Karkonosze (without Cenozoic sediments) 1:100 000: 16–22.
- Koziar J., 1973 — Budowa geologiczna okolic Rozdroża Izerskiego ze szczególnym uwzględnieniem wystąpień skał kwarcowych. *Acta Univ. Wratisl.*, **192**, Pr. Geol.-Miner. 3: 75–105.
- Kozłowska-Koch M., 1961 — On the origin of the Iser gneisses of Leśna in the West Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Geol. Geogr.*, **9**, 3: 143–148.
- Kozłowska-Koch M., 1965 — Granitognejsy Pogórza Izerskiego. *Arch. Min.*, **25**, 1/2: 123–260.
- Kozłowska-Koch M., 1971 — Metabazyty okolic Jeleniej Góry. *Arch. Mineral.*, **29**, 1–2: 159–192.
- Kozłowska-Koch M., 1987 — Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. *Arch. Mineral.*, **42**, 1: 43–91.
- Kozłowski K., 1966 — Skały turmalinonośne Czerniawy Zdroju w Sudetach Zachodnich. *Arch. Miner.*, **26**, 1–2: 321–335.
- Kozłowski K., 1974 — Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienica – Świeradów Zdrój. *Geol. Sudet.*, **9**, 1: 7–98.
- Kröner A., Jäeckel P., Hegner E., Opletal M., 2001 — Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerske hory, Krkonoše Mts. and Orlice-Śnieżnik Complex). *Intern. J. Earth Sc. (Geol. Rundsch.)*, **90**: 304–324.
- Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielicki K.-H., Krauss M., Eidam J., 1994 — Geochronology and Nd-Sr systematic of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geol. Rundsch.* **83**, 2: 357–376.
- Maciejewski S., 1959 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Mirsk 1:25 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Marheine D., Kachlik V., Maluski H., Patočka F., Želažniewicz A., 2002 — The Ar-Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. *Geol. Soc. Spec. Public.*, **201**: 133–155.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa geologiczna Polski 1:500 000, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Maška M., 1954 — K tektonické analýze krystalinika. Nakl. ČS. A. V., sv. 27. Praha.
- Matuła J., Wojtuń B., Tomaszewska K., Żoźnierz L. 1997 — Torfowiska polskiej części Karkonoszy i Gór Izerskich. *Annales Silesiae*, **27**: 123–140.
- Michniewicz M., 1998 — The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geol. Sudet.*, **31**, 2: 317–328.
- Michniewicz M., Bobiński W., Siemiątkowski J. 2006 — Mineralizacja cynowa w środkowej części pasma łupkowego Starej Kamienicy (Sudety zachodnie). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **185**: 1–136.
- Michniewicz M., Czerski M., Kiełczawa J., Wojtkowiak A., 1996 — Staroplejstocieńska sieć dolin kopalnych Sudetów Zachodnich i ich przedpola. *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1232–1238.
- Michniewicz M., Sroga C., 1987 — Dokumentacja geologiczna złoża rud cyny „Krobica Zachód - Czerniawa”. Sprawozdanie geologiczne. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Mierzejewski M.P., 1966 — On the tectonic evolution of the Karkonosze granite. *Biul. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr.* **14**, 3.

- Mierzejewski M.P., 1973 — Plutonizm karkonoski w aspekcie złożowym. *Biul. Inst. Geol.*, **264**: 299–310.
- Mierzejewski M.P., 2003 — Struktury późnego umiejscowienia magm granitu Karkonoszy. W: Ciężkowski, A., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., [red.] — Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *Wind* : 81–93.
- Migoń P., Czerwiński J., 1994 — Problem wieku zwietrzelin granitowych masywu karkonosko-izerskiego. *Acta Univ. Wratislav.*, **1702**, Pr. Inst. Geogr., Seria A, Geografia Fizyczna, 8: 19–26.
- Migoń P., Potocki J., 1996 — Rozwój morfotektoniczny centralnej części Gór Izerskich. *Acta Univ. Wratislav.*, **1808**, Pr. Inst. Geogr., Seria A, Geografia Fizyczna, 8: 69–80.
- Nowak I., 2003 — Metabazyty północnej części bloku karkonosko-izerskiego: pochodzenie, ewolucja strukturalna i metamorficzna oraz znaczenie geotektoniczne. Rozpr. Doktorska. Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Wrocław. 146 ss.
- Nowak I., Żelaźniewicz A., 2000 — Deformation and kinematics of mafic dikes in the c. 500 Ma Izera granites, northern Izera-Karkonosze Block. *GeoLines*, **10**: 58–59.
- Oberc J., 1958 — Izerska seria suprakrustalna. *Prz. Geol.*, **6**, 8/9: 389 ss.
- Oberc J., 1961 — An outline of the geology of the Karkonosze - Izera Block. *Zesz. Nauk. U Wr., Ser. B*, **8**: 139–170.
- Oberc J., 1967 — Rozrzut B - lineacji w krystaliniku izerskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **37**, 3: 373–383.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski. **4**, Tektonika. 2. Inst. Geol., Warszawa: 307 ss.
- Oberc-Dziedzic T., 1974 — Badania petrotektoniczne enklaw gnejsowych w granicie rumburskim wschodniej części bloku izerskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **279**: 91–212.
- Oberc-Dziedzic T., 1988 — Rozwój gnejsów i granitów wschodniej części krystaliniku izerskiego w świetle badań tekstury. *Acta Univ. Wratisl. 997*; Pr. Geol.-Min., 13: 184 ss.
- Oberc-Dziedzic T., 2003 — Granity izerskie: próba odtworzenia przeddeformacyjnej historii. W: Ciężkowski, A., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., [red.] — Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *Wind*: 41–52.
- Oliver G. J. H., Corfu U., Krogh T. E., 1993 — U-Pb ages from SW Poland - evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc., London*. **150**: 355–369.
- Oliver G. L., Kelley W., 1993 — Ar-Ar fusion ages from the Polish Sudetes: Variscan tectonothermal reworking of Caledonian protoliths. *N. Jb. Geol., Palaont., Abh.*, **6**: 321–334.
- Panasjuk M., 1985 — Wyniki datowania wieku bezwzględnych law wulkanicznych rejonu Bogatyni metodą potasowo-argonową. *Prz. Geol.*, **33**, 5: 149–152.
- Pawłowska J., 1968 — Leukogranity Pogórza Izerskiego jako źródło surowca skaleniowego. *Biul. Inst. Geol.*, **223**.
- Phillipe S., Haack U., Żelaźniewicz A., Dörr W., Franke W., 1995 — Preliminary geochemical and geochronological results on shear zones in the Izera-Karkonosze Block (Sudetes, Poland). *Terra Nostra*, **95**, 8: 215–217.
- Piątkowska A., Kowalski Z., Doktor S. 2001 — Przystosowanie bazy danych liniowych elementów strukturalnych Polski dla potrzeb SMGP oraz innych opracowań geologiczno-strukturalnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pin C., Mierzejewski M., Duthu J.L., 1987 — Isochrone Rb/Sr age of Karkonosze granite from the quarry Szklarska Poręba Huta and significance of initial ratio Sr^{87}/Sr^{86} in this granite. *Prz. Geol.*, **35**, 10: 512–517.
- Potocka J. 1997 — Flora i zbiorowiska roślinne wybranych torfowisk Gór Izerskich. *Acta Univ. Wratislav. Pr. Bot.*, **70**: 141–179 i **73**: 115–142.
- Potocka J. 2001 — Torfowiska polskiej strony Gór Izerskich – charakterystyka obiektów. *Przyr. Sudet. Zach.*, **4**: 43–58.

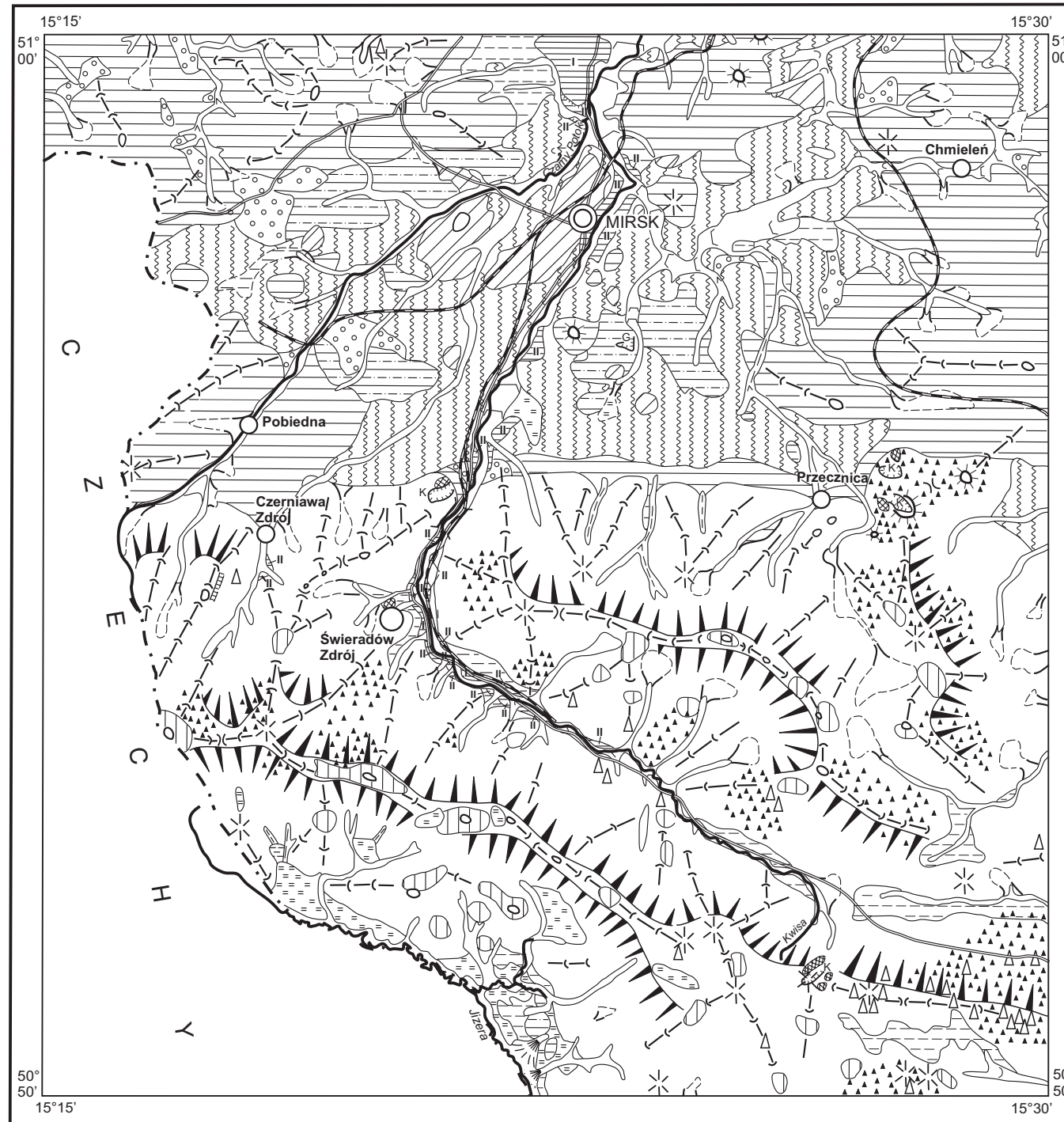
- Przewłocki K., Magda W., Thomas H., 1962 — Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **26**, 10: 1069–1075.
- Smulikowski K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **21**, 1: 67–124.
- Smulikowski K., 1958 — Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienickiego. *Biul. Inst. Geol.*, **127**: 5–31.
- Smulikowski W., 1966 — Some geological observations concerning the eastern part of the Izera gneiss complex (west Sudeten). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr.* **14**, 4: 247–252.
- Smulikowski W., 1972 — Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, **6**: 97–188.
- Szepietowska H., 1984 — Dokumentacja geologiczna złoża kwarcu i skał kwarcowych „Stanisław” w kat. C₁+C₂. Arch. Przeds. Geol., Wrocław.
- Szałamacha J., 1966 — Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. *Z Geol. Ziem Zach.*, **2**: 129–137.
- Szałamacha J., 1970 — O geologicznym związku utworów metamorficznych bloku bloku izerskiego i łużyckiego. *Biul. Inst. Geol.*, **239**: 5–35.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1966 — O strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w Górach Izerskich. *Kwart. Geol.*, **10**, 3: 666–685.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1968 — The metamorphic series of the Karkonosze – Góry Izerskie Mts. Blok. *Biul. Inst. Geol.* **222**: 33–75.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1971a — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Rozdroże Izerskie. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1971b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Rozdroże Izerskie. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1984a — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Świeradów Zdrój. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1984b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Świeradów Zdrój. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha M., 1978 — Dokumentacja geologiczna złoża rud cyny „Krobica” – woj. Jelenia Góra (kat. C₂). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Szałamacha M., Szałamacha J., 1964 — Problem północnego kontaktu łupków łuszczkowych Pasma Kamienickiego z gnejsami izerskimi. *Prz. Geol.*, **12**, 7–8: 329–331.
- Szałamacha M., Szałamacha J., 1974 — Geologiczna i petrograficzna charakterystyka łupków zmineralizowanych kasyterytem na przykładzie kamieniołomu w Krobicy. *Biul. Inst. Geol.*, **279**: 59–82.
- Szałamacha M., Szałamacha J., 1980 — Dokumentacja geologiczna złoża rud cyny „Gierczyn” w Gierczynie – woj. Jelenia Góra (kat C₂). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Szałamacha M., Szałamacha J., Dziarkowska K., 1979 — Dokumentacja geologiczna złoża rud cyny „Krobica Wschód” – woj. Jelenia Góra (kat C₂). Arch. Geol. Państw. Inst. Geol, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Teper L., 1983 — Odtworzenie tektoniki rejonu Sępiej Góry (Góry Izerskie) na podstawie metod analizy mezostrukturalnej. *Pr. Nauk. UŚł.*, **614**, *Geologia*, 7: 7–28.
- Watznauer A., 1955 — Saxothuringikum – Lugicum ein regionaltektonischer Vergleich. *Freib. Forsch. Geol.–Min.*, **17**.

- Ż a b a J., 1982 — Klasyfikacja i nomenklatura gnejsów i granitów bloku izerskiego (Sudety Zachodnie) – propozycja. *Geol. Sudet.*, **17**, 1–2: 140–154.
- Ż a b a J., 1984 — Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitów masywu Izerskiego Stogu. *Geol. Sudet.*, **19**, 2: 89–192.
- Ż e ł a ż n i e w i c z A., N o w a k I., A c h r a m o w i c z S., C z a p l i ń s k i W., 2003 — Północna część bloku karkono-sko-izerskiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturyngii. W: Ciężkowski, A., Wojewoda J., Żełaźniewicz A., (red.) — Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu. *Wind*: 17–32.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Mirsk (794)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



- | | |
|--|--|
| <p>Formy lodowcowe</p> <ul style="list-style-type: none"> Wysoczyzna morenowa falista <p>Formy wodnolodowcowe</p> <ul style="list-style-type: none"> Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności <p>Formy eoliczne</p> <ul style="list-style-type: none"> Pokrywy lessowe i pyłowe <p>Formy rzeczne</p> <ul style="list-style-type: none"> Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności <p>Doliny rzeczne:</p> <ul style="list-style-type: none"> potoków stałych wciosowe nieckowate (rozłogowe pochodzenia soliflukcyjnego) płaskodenne Przełomy, doliny przełomowe, bramy dolinne <p>Formy denudacyjne</p> <ul style="list-style-type: none"> Powierzchnie zrównań Równiny denudacyjne Dolinki denudacyjne Stożki napływowe Długie stoki | <p>Formy nieoznaczonej lub różnej genezy</p> <ul style="list-style-type: none"> Wysoczyzny płaskie, gliniaste Wysoczyzny pogórkowate Gołoborza Twardziele Grzbiety zaokrąglone Wierzchołki: a. kopulaste, b. płaskie Przełęczce Izolowane skałki Ściany skalne <p>Formy utworzone przez roślinność</p> <ul style="list-style-type: none"> Równiny torfowe <p>Formy antropogeniczne</p> <ul style="list-style-type: none"> Glinianki (G), kamieniołomy (K) Hałdy kopalni |
|--|--|

Opracował: Z. CYMERMAN

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Mirsk (794)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

NEOGEN	MIOCEN	M	Piaski i iły
PALEOGEN– –NEOGEN		β	Bazalty
KARBON	KARBON GÓRNY	γ	Granity masywu Karkonoszy
	KARBON DOLNY(?)	C ₁	Mylonity i kataklazyty
KAMBR– –ORDOWIK	KAMBR GÓRNY– –ORDOWIK DOLNY	g+γ	Gnejsy i granity izerskie
PROTEROZOIK– –ORDOWIK	NEOPROTEROZOIK– –ORDOWIK DOLNY	Pt ₃ -O ₁	Łupki krystaliczne
		—	Granice geologiczne
		- - -	Uskoki
		—	Lineamenty
		↘ 25	Biegi i upady
		↘ 10	Wyciągnięcie liniowe minerałów lub agregatów mineralnych i struktury pręcikowe – nachylone (liczba oznacza kąt nachylenia w stopniach)
		● 4 Ng +390,8 Cm ₃ -O ₁ +384,9	Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Ng – neogen, Cm ₃ -O ₁ – kambry górny–ordowik dolny, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędzu w m n.p.m.)
		A — B	Linia przekroju geologicznego

Opracował: Z. CYMERMAN

