



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY



WIESŁAW KOZDRÓJ, ADAM IHNATOWICZ,
BOGUSŁAW PRZYBYLSKI

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

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Złotoryja (759)
(z 1 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2009

Autorzy: Wiesław KOZDRÓJ, Adam IHNATOWICZ, Bogusław PRZYBYLSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

Akceptował do udostępniania

Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-617-2

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2009

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia.	10
1. Ordowik.	11
2. Ordowik–sylur	13
3. Sylur	14
4. Devon	15
5. Karbon	16
a. Karbon dolny	16
b. Karbon górny	18
6. Perm	19
a. Perm dolny i środkowy	19
Czerwony spagowiec	19
Czerwony spagowiec dolny	19
Czerwony spagowiec górny	21
b. Perm górny	21
Cuchsztyń	21
Cyklotem 1.	22
Cyklotem 3.	22
7. Trias.	22
a. Trias dolny	22
Pstry piaskowiec	23
Pstry piaskowiec dolny	23
Pstry piaskowiec dolny i środkowy	23
Pstry piaskowiec środkowy	23
b. Trias środkowy	23
Pstry piaskowiec	23

Pstry piaskowiec górny (ret)	23
Wapień muszlowy	23
Wapień muszlowy górny.	23
8. Kreda	24
a. Kreda górna	24
Cenoman	24
Turon.	25
Koniak	25
9. Paleogen	25
a. Oligocen.	25
10. Paleogen i neogen	26
11. Neogen	28
a. Miocen	28
12. Neogen–czwartorzęd	28
a. Miocen–plejstocen dolny	28
13. Czwartorzęd	30
a. Plejstocen	30
Zlodowacenia południowopolskie.	31
Interglacjał wielki	31
Zlodowacenia środkowopolskie	32
Zlodowacenie Odry	32
Zlodowacenia północnopolskie	34
b. Czwartorzęd nierozdzielony	34
c. Holocen	35
B. Tektonika.	35
Metamorfik kaczawski	35
Struktury blokowe.	37
C. Rozwój budowy geologicznej	38
IV. Podsumowanie	44
L i t e r a t u r a	45

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Arkusz Złotoryja Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 został zreambulowany w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 2003–2005 w oparciu o Instrukcję opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski na bazie podkładu topograficznego w układzie „1942”. Obszar arkusza wyznaczają współrzędne geograficzne: 15°45'–16°00' długości geograficznej wschodniej i 51°00'–51°10' szerokości geograficznej północnej.

Pod względem administracyjnym obszar arkusza Złotoryja leży w województwie dolnośląskim. Na jego terenie znajdują się miasta Złotoryja i Świerzawa oraz fragmenty gmin: Zagrodno, Złotoryja, Pielgrzymka i Świerzawa w powiecie złotoryjskim, Lwówek Śląski i Wleń w powiecie lwóweckim, Męcinka w powiecie jaworskim oraz Jeżów Sudecki w powiecie jeleniogórskim.

Opisywany obszar, według podziału fizyczno-geograficznego (Kondracki, 1998) leży na pograniczu dwóch prowincji. Niewielka część, północno-wschodnia, należy do prowincji Nizy Środkowo-europejskiego, podprowincji Nizin Sasko-Łużyckich, makroregionu Niziny Śląsko-Łużyckiej, mezoregionu Równiny Chojnowskie j. Pozostała część należy do prowincji Masyw Czeski, podprowincji Sudety z Przedgórzem Sudeckim, makroregionów: Pogórza Zachodniosudeckiego z mezoregionem Pogórze Kaczawskie i Sudetów Zachodnich z mezoregionem Góry Kaczawskie.

Arkusz Złotoryja przedstawia aktualny stan rozpoznania geologicznego sporządzony na podstawie syntezy naukowych informacji bibliograficznych oraz dostępnych materiałów archiwalnych skatalogowanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA. Zasadniczą część prac związanych z realizacją mapy stanowiły czynności polegające na zestawieniu, reinterpretacji, generalizacji i wspólnej aktualizacji treści geologicznej wydanych wcześniej czterech arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów (SMGS) w skali 1:25000: Świerzawa (Frąckiewicz, 1958), Złotoryja (Jerzmański, 1958); Pielgrzymka (Milewicz i Jerzmański, 1959) i Proboszczów (Milewicz i Kozdrój, 1994a). Spośród wymienionych tylko arkusz Proboszczów posiada stosowne objaśnienia (Milewicz i Kozdrój, 1994b). Wykorzystano także informacje z innych publikacji naukowych zawie-

rających zweryfikowane dane kartograficzne i stratygraficzne (np. Jerzmański, 1965; Wajsprych, 1974; Baranowski, 1975; Urbanek i in., 1975; Haydukiewicz, 1977, 1987a, b; Urbanek, 1978; Baranowski i in., 1998) oraz dokumentacji złożowych, hydrogeologicznych bądź geologiczno-inżynierskich z opisami profili litologicznych wykonanych otworów wiertniczych, rowów badawczych lub odsłoneń. Na potrzeby opracowania nie były wykonywane nowe prace ziemne, wiercenia, ani też badania geofizyczne. W celu weryfikacji granic lub typu odmian litologicznych dla wybranych obszarów wykonano lokalny rekonesans terenowy uzupełniony badaniami mezostruktur tektonicznych. Opisy litologiczno-petrograficzne skał i ich stratygrafię oparto na dotychczasowym materiale bibliograficznym i archiwalnym bez wykonywania nowych prac laboratoryjnych.

Na przeważającym obszarze arkusza Złotoryja, pod utworami kenozoicznymi występują utwory permo-karbońskiej i mezozoicznej pokrywy epiwaryscyjskiej należące do wschodniej części niecki północnosudeckiej (Oberc, 1972; Gunia, 1962; Baranowski i in., 1990; Solecki, 1994; Śliwiński i in., 2003). Na około 1/4 powierzchni terenu pojawiają się wychodnie skał podłoża krystalicznego należące do kompleksu metamorficznego Gór Kaczawskich, który zbudowany jest z dolnopaleozoicznej (kambr? / ordowik–dolny karbon) sukcesji osadowo-wulkanicznej, tworzącej fragment waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej (Baranowski i in., 1987, 1990; Collins i in., 2000; Kryza i Muszyński, 2003). Niezbyt liczne znaleziska faunistyczne, podobieństwo litologiczne różnowiekowych odmian skalnych i zawiła tektonika powodują, że proponowane dla tych serii schematy litostratygraficzne i ścieżki ewolucji geotektonicznej odznaczają się istotnymi różnicami (por. Teisseyre H., 1963, 1967; Oberc, 1982; Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Kryza i Muszyński, 1992, 2003; Furnes i in., 1994; Kozdrój, Skowronek, 1999, Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2002). Skały metamorfiku kaczawskiego w szerszym sensie regionalnym należą do wschodniego przedłużenia strefy sakso-turyngijskiej orogenu waryscyjskiego (Franke i in., 1993; Żelaźniewicz, 1997, 2003; Franke i Żelaźniewicz, 2000, 2002; Aleksandrowski i in., 2000; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001).

Obserwowany obecnie podstawowy schemat budowy geologicznej arkusza został ukształtowany podczas mezozoiku i kenozoiku w wyniku tektoniki blokowej, która w całych Sudetach doprowadziła do powstania szeregu zrębów i rowów. Najwyraźniej zaznaczyły się tu ruchy pokredowe, laramijskie (Oberc, 1972; Bossowski i Bałazińska, 1982; Solecki, 1994) oraz neogeńskie i staroplejstocieńskie (Dyjur, 1993). W ich wyniku zaznaczyła się m.in. główna linia dyslokacyjna Sudetów — uskok sudecki brzeżny (Oberc i Dyjur, 1969), przebiegający w północnej części obszaru i oddzielający Sudety od bloku przedsudeckiego. Problematykę kenozoicznych ruchów tektonicznych poruszano też w pracach Migonia (1999), Wojewody (2003) oraz Badury i in. (2005b). Zagadnienia uwarunkowań strukturalnych dla rozwoju form geomorfologicznych przedstawiono w pracach Baranieckiego (1952), Jahna (1966a), Maciejaka i Migonia (1995), Migonia (1999), Migonia i in. (2002).

Zagadnienia rozwoju budowy geologicznej i kształtowania się rzeźby terenu obszaru arkusza w kenozoiku przedstawiano w wielu opracowaniach o szerszym zasięgu regionalnym (Genieser, 1936; Jahn, 1960; Dyjor, 1966 a i b, 1970, 1987, 1992; Walczak, 1968, 1970, 1972; Kida i Jary, 2003). Sedymentologią i strukturami deformacyjnymi osadów rzecznych i lodowcowych w rejonie Złotoryi zajmowali się Mastalerz i Wojewoda (1990) oraz Wojewoda i in. (1995). Problematykę stratygrafii utworów czwartorzędowych na Pogórzu Kaczawskim poruszał w swych pracach Piasecki (1961a, b). Kilka prac poświęcono występowaniu złota w rzecznych osadach okolic Złotoryi (Quiring, 1914, 1919; Grodzicki, 1963, 1972, 1998; Banaś i in., 1985).

Obszar arkusza Złotoryja obfituje w wystąpienia kenozoicznych skał wulkanicznych. Charakterystyka tych wystąpień była wzmiankowana w opracowaniach o szerszym zasięgu regionalnym (Smulikowski, 1960; Śliwa, 1967; Birkenmajer i in., 1970; Grocholski i Jerzmański, 1975; Białowolska, 1980; Cwojdzński i Jodłowski, 1982, Kozłowska-Koch M., 1987; Wierzchołowski, 1993; Badura i in., 2005; Grabowski i in., 2005). Szczegółowo zagadnienia dotyczące stanowisk bazaltów z obszaru arkusza Złotoryja omawiane były w pracach Białowolskiej (1993), Bakun-Czubarow i Białowolskiej (2003), Birkenmajera i in. (2004).

Największe znaczenie pod względem metaloności mają na tym terenie utwory cechsztynu, z których pozyskiwano już w czasach historycznych rudy miedzi (Fedak i Lindner, 1966; Dziekoński, 1972). W XX w. na skalę przemysłową prowadzono eksploatację tych rud w obecnie już nieczynnych kopalniach „Lena” i „Nowy Kościół”.

Na obszarze arkusza Złotoryja prowadzono także liczne prace rozpoznawczo-dokumentacyjne za surowcami skalnymi. Obecnie znajduje się tu 14 udokumentowanych złóż: 1 złóż rud miedzi, 9 złóż kamieni budowlanych i drogowych (6 bazaltów i 3 piaskowców), 1 złóż zwietrzliny bentonitowej oraz 2 złóża kruszywa naturalnego. Obecnie eksploatowanych jest 7 złóż kamieni drogowych i budowlanych (4 bazaltów i 3 piaskowców) i 1 złóż zwietrzliny bentonitowej. Dwa złóża: piaskowców i kruszywa naturalnego (żwirów) są w trakcie zagospodarowania. Istnieją niewielkie możliwości rozszerzenia bazy surowcowej. Wyznaczono jeden obszar perspektywiczny kruszywa naturalnego w dolinie Kaczawy.

Bliższa lokalizacja i charakterystyka wymienionych wyżej złóż przedstawiona jest na Mapie geoodrodowiskowej Polski, arkusz Złotoryja (Bobiński i in., 2004 a, b).

Na obszarze arkusza zostało wykonanych 506 otworów wiertniczych, spośród których na mapie geologicznej zaznaczono 86. Najgłębsze wiercenie, otwór 44 o głębokości 598,7 m, wykonane w ramach poszukiwań rud miedzi (Blajda i Górecki, 1995), osiągnęło w spągu utwory cechsztynu. Piętnaście innych otworów osiągnęło głębokości od 419 do 200 m, siedemnaście od 200 do 100 m, a 33 od

100 do 50 m. Większość z nich zakończyła się w utworach permskich lub górnokredowych, a jedynie kilkanaście dotarła do podłoża metamorficznego. Pozostałe płytkie otwory zlokalizowano głównie w utworach kenozoicznych.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Rzeźba terenu na obszarze arkusza Złotoryja jest bardzo urozmaicona. Zgodnie z podziałem na jednostki fizyczno-geograficzne według Kondrackiego (1998) obszar arkusza Złotoryja położony jest prawie w całości w obrębie mezoregionu Pogórza Kaczawskiego. W południowo-zachodniej części opisywanego terenu rozciąga się fragment Północnego Grzbietu Gór Kaczawskich z najwyższym wzniesieniem o wysokości 486 m n.p.m, a północno-wschodni fragment arkusza należy już do bloku przedsudeckiego, czyli leży na obszarze Przedgórze Sudeckiego. Różnica wysokości względnej przekracza na obszarze arkusza 300 m. Najniżej położony jest obszar w dolinie Kaczawy na wschód od Złotoryi, gdzie w najniższym punkcie wysokość wynosi 163 m n.p.m. Najwyższym punktem jest góra Ostrzyca (501 m n.p.m.) w południowo-zachodniej części.

Pogórze Kaczawskie jest krainą pagórkowatą z szerokimi dolinami rzecznyymi. W południowo-wschodniej części terenu występuje fragment Rowu Świerzawy oddzielony od Pogórza Złotoryjskiego wyraźną krawędzią morfologiczną o założeniach tektonicznych (tabl. I). Pogórze to na omawianym obszarze dzieli się wyraźnie na część południową, niższą o nieregularnym lub radialnym układzie grzbietów zaokrąglonych odchodzących od wierzchołków płaskich lub kopulastych i nielicznych powierzchni zrównań grzbietowych oraz wyższą część północną, oddzieloną przez skarpe powstałą wskutek odporności skał o kierunku WNW–ESE wzdłuż północnej krawędzi doliny potoku Wilcza. Ta część Pogórza Złotoryjskiego z najwyższymi szczytami: Trupień (481 m n.p.m.), Jastrzębna (468 m n.p.m.) i Międzydroże (460 m n.p.m.) odznacza się obecnością licznych twarżieli bazaltowych oraz grzbietów zaokrąglonych o założeniach strukturalnych, których przebieg nawiązuje do tektoniki podłoża. Na wschód od Złotoryi Pogórze Złotoryjskie opada łagodnymi stokami pokrytymi przez osady plejstoceńskie ku północnemu wschodowi w stronę przedpola Wysoczyzny Chojnowskiej i Równiny Jawora leżącej na wysokości 203–213 m n.p.m.

W południowo-zachodniej części obszaru, równoległe do niewielkiego fragmentu Gór Kaczawskich, przebiega Wysoczyzna Ostrzycy przechodząca ku południowemu wschodowi we Wzgórze Sokołowskie oddzielona od pasma Gór Kaczawskich niewielkim obniżeniem rejonu Rząśnika. Pas wzgórz Wysoczyzny Ostrzycy, założony na odpornych skałach wylewnych permu, osiąga wysokości rzędu 440–480 m n.p.m. (Bucze Wielkie — 479 m n.p.m.). Najwyższy szczyt — Ostrzyca (501 m n.p.m.)

stanowi wierzchołek stożkowy i jest twar dzielem bazaltowym (Migoń i in., 2002) (Rezerwat Ostrzycy Proboszczowickiej), na zboczach którego rozwinięte są pokrywy r u m o s z y s k a l n y c h . Szerokie obniżenie Kotliny Proboszczowa pokryte utworami plejstocenu jest od północy ograniczone przez pas wzgórz stanowiących wschodnie przedłużenie Wzniesienia Płakowickiego. Dominują tu w rzeźbie terenu grzbiety zaokrąglone o założeniach strukturalnych wydłużone w kierunku WNW–ESE, powierzchniowo zrównań grzbietowych oraz wierzchołki płaskie.

Formą rzeźby wspólną dla całego omawianego obszaru są p o w i e r z c h n i e z r ó w n a ń , występujące na wysokościach: 400, 300–350 oraz 220–300 m n.p.m. Według Jahna (1966b) reprezentują one oddzielne fazy planacji: paleogeńską, górnomioceniową i górnoplioceniową. Charakterystyczną cechą morfologii tego obszaru jest obecność progów morfologicznych związanych z wychodniami skał permo-mezozoicznej pokrywy platformowej (Maciejak i Migoń, 1990). Krawędzie tych progów są nachylone zwykle ku południowi, przeciwnie w stosunku do kierunku zapadu warstw skalnych. Cała ta odziedziczona struktura morfologiczna jest przekształcona w znacznym stopniu przez procesy erozji i denudacji.

Na całym obszarze arkusza powszechnie występują formy rzeźby związane z plejstoceniową ewolucją obszaru. Są to fragmenty w y s o c z y z n y m o r e n o w e j , f a l i s t e j , tworzącej nieregularne płyty od wysokości 250 m n.p.m w północnej części obszaru do 340 m n.p.m w jego części południowej, szeroko rozprzestrzenione fragmenty r ó w n i n w o d n o l o d o w c o w y c h , wśród których występują zarówno płyty sandrowe, jak kemy i tarasy kemowe, a także p o k r y w y l e s s o w e i p y ł o w e oraz r u m o s z e s k a l n e . Powszechnie występują tu stoki o nachyleniu ponad 10%. Mają one różny charakter i profil i są przeważnie pokryte przez utwory akumulacji deluwialnej. Do form antropogenicznych zaliczono o s a d n i k i oraz k a m i e n i o ł o m y , ż w i r o w n i e i g l i n i a n k i .

Obszar arkusza Złotoryja jest odwadniany przez rzekę Kaczawę z licznymi dopływami oraz Skorę z dopływami. Dorzecza Kaczawy i Skory rozdzielone są przez południkowy Dział Jastrzębicki. Rysunek sieci rzecznej nawiązuje częściowo do założeń strukturalnych tej części depresji północno-sudeckiej. Są to doliny o kierunkach WNW–ESE i NE–SW. Doliny głównych rzek są płaskodenne z dobrze wykształconym, choć nieciągłym systemem t a r a s ó w r z e c z n y c h . Na niektórych odcinkach są to tarasy erozyjno-akumulacyjne z cokołami skalnymi. Dolina Kaczawy między Nowym Kościołem a Złotoryją ma charakter przełomowy (p r z e ł o m e p i g e n e t y c z n y) . Zbocza doliny mają charakter stromych stoków (krawędzi erozyjnych). Gęsta sieć dolin potoków i nawiązujących do nich dolinek denudacyjnych rozwinęła się zwłaszcza w południowej i wschodniej części obszaru arkusza. Szerokość tarasów zalewowych doliny Kaczawy jest zróżnicowana. W najszerszych miejscach płaskie dno doliny osiąga szerokość około 1 km, by w odcinkach przełomowych zwęzić się do 150 m. Ponad tarasami holoceniowymi można wyróżnić tarasy nadzalewowe powstałe w zlodowaceniach

północnopolskich, które wznoszą się 3 do 6 m ponad poziom rzeki, tworząc niewielkie powierzchnie akumulacyjne w dolinie Kaczawy w Świerzawie i Nowym Kościele oraz w dolinie Skory w Pielgrzymce.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Najstarsze utwory na obszarze arkusza Złotoryja należą do dolnopaleozoicznego kompleksu metamorficznego Gór Kaczawskich. W metamorfiku tym, biorąc pod uwagę cały obszar sudecki można wydzielić trzy zasadnicze części: zachodnią, rozciągającą się od Zgorzelca do Jeleniej Góry, południową od Wlenia po Dobromierz i północną — między Złotoryją, Świerzawą i Jaworem, oddzieloną od części południowej rowem Świerzawy (Baranowski i in., 1987; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Kryza i Muszyński, 2003). Teren ten znajduje się prawie wyłącznie w części północnej, gdzie wyróżniono trzy jednostki litotektoniczne: Rzeszówka–Jakuszowej, Chełmca i Złotoryi–Luboradza (Jerzmański, 1965; Teisseyre, 1967; Baranowski i in., 1987, 1990). Jedynie mały fragment w południowo-zachodniej części należy do jednostki Świerzawy, południowego pnia Gór Kaczawskich. Na omawianym obszarze wyróżniono ponadto nowe elementy strukturalne opisane jako melanże: z Różanej, z Rzeszówka, ze Stanisławowa i ze Złotoryji (Haydukiewicz, 1987b, Baranowski i in., 1990, 1998).

Złożona tektonika metamorfiku kaczawskiego przy małej ilości odsłonień, znalezisk faunistycznych i oznaczeń geochronologicznych powoduje, że proponowane dla poszczególnych jednostek schematy litologiczne, jak i rekonstrukcje generalnego profilu stratygraficznego wciąż pozostają niejednoznaczne i czekają na dokładniejsze ustalenia (por. Teisseyre 1963, 1967, 1976; Kornaś, 1977; Oberc, 1982; Urbanek, 1977, 1978; Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Haydukiewicz i Urbanek, 1986; Haydukiewicz, 1987a, Kryza i Muszyński, 1992, 2003; Furnes i in., 1994; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2002). Według najnowszych poglądów metamorfik kaczawski obejmuje utwory wyłącznie paleozoiczne, które stanowiły niegdyś ciągłą sekwencję osadowo-wulkaniczną od kambru (?)/ordowiku po dolny karbon (Baranowski i in., 1990; Kryza i Muszyński, 2003). Na obszarze arkusza Złotoryja występują rozczłonkowane fragmenty tej serii, wśród których można wyróżnić szereg zindywidualizowanych zespołów skalnych. Należą do nich: ordowicki zespół łupków fliszoidowych z metadiabazami, zespół zieleńców typu E- i N-MORB, ciemne łupki i lidyty syluru, łupki ilaste i krzemionkowe dewonu, tzw. melanże i asocjację fliszu normalnego. Oprócz łupków sylurskich i dewońskich reszta wymienionych zespołów nie posiada wiarygodnych wskaźników bio- lub chronostratygraficznych. Co więcej, wspomniana wcześniej skomplikowana tektonika metamorfiku kaczawskiego powoduje, że nie jest również możliwe bezdyskusyjne ustalenie wzajem-

nego następstwa zespołów i tym samym sporządzenie poprawnego profilu litostratygraficznego. Przyjęta w dalszym opisie stratygrafia skał metamorfiku kaczawskiego ma więc charakter hipotetyczny i może w przyszłości ulec zmianie.

1. Ordowik

Fyllity serycytowo-kwarcowe, miejscami łupki kwarcowo-skaleniowe (metapiaskowce, metamułowce i metaiłowce) zajmują najniższą pozycję w przyjętym profilu stratygraficznym metamorfiku kaczawskiego. Zaznaczone tu ich wystąpienia są znacznie ograniczone w stosunku do obrazu na arkuszach SmgS w skali 1:25000, co ma związek z odkryciem w tym rejonie ciał melanży (por. Baranowski, 1975; Urbanek i in., 1975; Haydukiewicz, 1977, 1987b; Baranowski i in. 1990, 1998). Za utwory ordowiku uznano fyllity i łupki z wkładkami kwarcytów, które na sąsiadującym od wschodu arkuszu Krotoszyce SmgS (Jerzmański i Walczak-Augustyniak, 1993, 1994) zostały zaliczone na drodze korelacji litologicznej z Łużycami do dewonu górnego. Na sąsiadującym od północy arkuszu Chojnów te same skały opisano jako łupki serycytowe i kwarcowo-serycytowe oraz fyllity.

Ordowicki wiek zespołu przeobrażonych piaskowców, mułowców i iłowców o cechach „fliszu normalnego” (Baranowski, 1975) został udokumentowany tylko w dolinie Kamiennika w jednostce Rzeszówka, gdzie zidentyfikowano fragmenty konodonta *Protopanderodus sp. indet.* (Urbanek i in., 1977).

Fyllity i łupki powstałe z przeobrażenia mułowców i piaskowców tworzą zwykle warstewki o miąższości 1–3 mm, odpowiadające pierwotnej laminacji sedymentacyjnej. Zdarzają się też pojedyncze, jednolite warstwy do kilkunastu cm grubości, w których można obserwować warstwowanie gradacyjne, a w pojedynczych przypadkach warstwowanie przekątne (Baranowski, 1975). Łupki w stanie świeżym są szarobiałe, lecz często wskutek zwietrzenia przyjmują barwę jasnobrązową lub żółtawą. Wśród fyllitów wywodzących się z iłowców pojawiają się odmiany bardzo drobnoziarniste, czarne, z niewielką domieszką substancji węglistej. Fyllity są zwykle laminowane, zbudowane z ciemniejszych warstewek ilastych i jaśniejszych, mułkowych, bądź nielaminowane odznaczające się jedynie liściastą oddzielnością. Laminacja ma charakter równoległego warstwowania sedymentacyjnego, lokalnie intensywnie zaburzonego przez drobne fałdki konwolutive.

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

Charakterystyczną cechą łupków jest występowanie na powierzchniach foliacji blaszek łuszczyków, najprawdopodobniej jeszcze detrytycznego pochodzenia. Powierzchnie foliacji metamorficznej w fyllitach są gładkie i matowe, niekiedy także połyskliwe.

Szkielet ziarnowy metapiaskowców tworzą słabo obtoczone drobiny kwarcu, serycytu (rzadziej muskowitu), skalenie, nieprzezroczyste skupienia żelaziste i minerały ciężkie — cyrkon, rutyl i ilmenit, rzadziej turmaliny, leukoksen, tytanit i amfibole. Miejscami zaznacza się obecność węglanów. Te drobnoziarniste skały piaszczyste ze względu na słabą dojrzałość sklasyfikowano jako waki lityczne, skaleniowe i kwarcowe (Baranowski, 1975). Skład mineralny fyllitów to głównie: serycyt, kwarc i drobnodetrytyczny skaień (albit) impregnowane pigmentem żelazistym.

Łupki kwarcytowe i kwarcyty, lokalnie gruboziarniste pojawiają się jako rzadkie, do kilkunastu centymetrów grubości, warstwy wśród wyżej opisanych łupków i fyllitów. Baranowski (1975) stwierdził występowanie w jednostce Rzeszówka kwarcytów gruboziarnistych o ziarnie dochodzącym do 8 mm, podobnych do znanych z literatury tzw. kwarcytów z Tarczyna (Łącka, 1972). W sensie sedimentologicznym są to waki kwarcowe zbudowane w ponad 90% z dobrze wysortowanych ziaren kwarcu, często spłaszczonych wskutek nacisków tektonicznych.

W kwarcytach z Tarczyna zlokalizowanych w jednostce Wlenia (na półsniowym zachodzie od arkusza Złotoryja) stwierdzono relikty flory i bardzo źle zachowanej fauny szkieletowej (m.in. Radiolaria, Porifera, Archaeogastropoda, Brachiopoda), której wiek można w przybliżeniu określić jedynie jako nie starszy niż kambr (Gunia, 2000). Zdaniem Brausego (1965) i Hirschmanna (1966) kwarcyty z Tarczyna przypominają łuzyckie kwarcyty wieku dewońskiego.

Fyllity (metamułowce i metaiłowce, lokalnie metatufity) towarzyszą zwykle wyżej opisanym szarym łupkom i fyllitom. Wydzielenie to obejmuje skały opisywane w jednostkach Złotoryja–Luboradz i Rzeszówka jako „laminowane łupki serycytowo-kwarcowe” i „łupki pstre” (Urbanek i in. 1975; Haydukiewicz, 1977). Są to skały przeważnie o jasnym, żółtawym, zielonkawym lub szaroniebieskim zabarwieniu, wyraźnie laminowane, o grubości lamin kwarcowych od kilku mm do kilku cm i lamin serycytowych do kilku mm. Miejscami są przeławicane wkładkami łupków czerwonych lub fioletowych najprawdopodobniej tufitowego pochodzenia. Są miejscami intensywnie sfałdowane i tektonicznie ścinane. Skład mineralny tworzą: detrytyczny kwarc, serycyt, albit oraz chloryty, rzadziej węglany, a z minerałów akcesorycznych — magnetyt. Fioletowe zabarwienie części łupków jest wynikiem rozkładu magnetytu, podczas którego następowało wydzielenie się hematytu i uwodnionych tlenków żelaza impregnujących następnie całą masę skalną lub wytrącających tylko na powierzchniach złupkowania i spękań.

W dolinie Kamiennika w jednostce Rzeszówka znajdują się w fyllitach kilkumetrowej grubości wkładki anchimetamorficznych, syderytowych skał węglanowych w których zidentyfikowano konodonty (m.in. *Plectodina* sp., *Baltonidus*, *Drepanaistodus*, *Propanderodus* i *Microzarkodina*) dolnego i środkowego ordowiku (Baranowski i Urbanek, 1972, Urbanek i in., 1977, Froehlich i in., 1991). Z uwagi na wymieszany, redeponowany charakter tej fauny rzeczywisty wiek pierwotnych osadów może przypadać na środkowy lub górny ordowik.

2. Ordowik–sylur

Diabazy (metabazyty alkaliczne) to subwulkaniczne, zielono-niebieskawe skały występujące głównie w szarych i pstrych fyllitach jednostek Chełmca, Złotoryji–Luboradza i Świerzawy. Mają tu formę rozproszonych, zwykle drobnych ciał, o charakterze pni, dajek lub silli, a nawet większych lakkolitów lokalnie osiągających rozmiary dochodzące do 200 m (Jerzmański, 1965). Badania geochemiczne wykazały, że skały te określane jako „płytkie intruzje metabazytów” pochodzą z zasadowych, wewnątrzpłytowych magm alkalicznych charakterystycznych dla środowiska inicjalnego ryftu (Kryza, 1993; Furnes i in., 1994; Kryza i Muszyński, 2003).

Diabazom z metamorfiku kaczawskiego przypisywany jest zwykle wiek ordowicki (Kryza i Muszyński, 1992; Kryza, 1993). Niemniej biorąc pod uwagę, że identyczne pod względem geochemicznym dajki bazytów z metamorfiku izerskiego zostały izotopowo datowane na około 403 mln lat (Żelaźniewicz i in., 2003) zachodzi uzasadnione przypuszczenie, że także diabazy z Gór Kaczawskich przynajmniej w części mogą być wieku dewońskiego. Tezę tę potwierdza obecność diabazów pośród łupków sylurskich i dewońskich (poza obszarem arkuszem Złotoryja) w okolicy Lubania Śl. (Chorowska i in., 1981).

Wśród diabazów jednostki Chełmca spotyka się odmiany grubo- i drobnokrystaliczne, zwykle równoziarniste o strukturach ofitowych, blastoporfirowych, diablastycznych lub kryptokrystalicznych (Jerzmański, 1965). Główne składniki mineralne to: pirokseny (augit, niekiedy w formie prakryształów), plagioklasy (albit, rzadziej andezyn), serycyt, chloryty i amfibole (głównie aktynolit). Drugorzędnymi składnikami diabazów są: epidot, apatyty, ilmenit, minerały rudne (magnetyt), stilpnomelan. Wśród diabazów jednostki Świerzawy, w części południowej Gór Kaczawskich opisano glaukofan, który znamionuje przejście skał przez wysokociśnieniowy etap metamorfizmu (Kryza i Muszyński, 1987, 1988; Kryza i in., 1990).

Diabazy poddane odkształceniom mają wygląd łupków zieleńcowych i zbudowane są zwykle z albitu, amfiboli, chlorytów, kalcytu, epidotu i biotyту.

3. Sylur

Zieleńce i łupki zieleńcowe (metabazyty typu E- i N-MORB) należące do jednostki Jakuszowej występują w południowo-wschodniej części obszaru. Wraz z porówywalnymi metabazytami jednostki Dobromierza z południowego pnia metamorfiku Gór Kaczawskich tworzyć mają jedną jednostkę płaszczowinową przykrywającą jednostki Świerzawy i Bolkowa (Oberc, 1982). Pokrewieństwo to potwierdzają badania geochemiczne, które dowodzą ich pochodzenia z metabazaltów typu E- i N-MORB powstałych w środowisku dojrzałego ryftu w obrębie skorupy oceanicznej (Furnes i in., 1994; Kryza i Muszyński, 2003). Sugerowany wiek sylurski zieleńców jednostki Jakuszowej opiera się na fakcie, że podścielane są one przez metasedymenty uważane za ordowickie, a w ich stropie występują lokalnie łupki graptolitowe dolnego syluru (Schwarzbach, 1939; Jerzmański, 1965, Haydukiewicz, 1987a).

Zieleńce jednostki Jakuszowej są przeważnie zwięzłe, drobnoziarniste, rzadziej gruboziarniste, o zabarwieniu zielonawo-szarym z odcieniem niebieskim (Jerzmański, 1965). Często widoczne są w nich zachowane formy law poduszkowych i struktury migdałowcowe-owalne, gęsto rozmieszczone białe pęcherzyki wypełnione kalcytem lub kwarcem.

Zieleńce masywne, słabo odkształcone, mają struktury intersertalne, hyalotaksytowe lub ofitowe. W skład mineralny wchodzi: pirokseny (augit, często w formie reliktovej zastępowany przez pseudomorfozy wypełnione albitem, epidotem lub chlorytem), plagioklasy, chloryty, amfibole (tremolit, aktynolit i glaukofan) oraz epidot, serycyt, kalcyt, rzadziej kwarc, a z minerałów akcesorycznych: apatyty, magnetyt i piryty (Maciejewski, *vide* Jerzmański, *op.cit.*). Spotyka się również pseudomorfozy po oliwinach wypełnione chlorytem, iddingsytem, kwarcem i kalcytem.

W łupkach zieleńcowych powstałych w większości wskutek deformacji odmian masywnych dominuje albit, chloryty i epidot.

Łupki grafitowe (metaiłowce), łupki krzemionkowe i lidyty (łupki graptolitowe) są spotykane w licznych naturalnych odsłonięciach lub w formie obfitej zwierzeliny i rumoszu. Występują w obrębie wychodni ordowickich pstrych fyllitów, najprawdopodobniej w ciągłości sedymentacyjnej oraz jako duże bloki skalne typu olistolitów w melanzach (Urbanek i in., 1975; Haydukiewicz, 1987b).

W skali całego metamorfiku Gór Kaczawskich utwory syluru choć niewielkiej, sięgającej kilkunastu, maksymalnie kilkudziesięciu metrów miąższości, dzięki licznym znaleziskom graptolitów (miejscami towarzyszą im radiolarie) są ogniwem w miarę dobrze rozpoznany pod względem biostratygraficznym (m.in. Hundt, 1922, Schwarzbach, 1939; Kornaś, 1974a, b, c, 1975, 1977; Chorowska i in., 1981). Na obszarze arkusza Złotoryja w szeregu stanowiskach w rejonie Różanej,

Rzeszówka, Sędziszowej, Gozdna i Jerzmanic znaleziono w tych łupkach liczne graptolity datowane na dolny sylur, dokumentujące prawie cały landower (Gürich, 1882; Roemer, 1868; Hundt, 1922; Kornaś, 1974b, 1975, 1977). W reprezentatywnym dla górnego landoweru stanowisku w Różanej opisano m.in. rodzaje: *Monograptus becki*, *M. latus*, *M. proteus*, *M. multiferus stratigosus*, *M. lemingii*, *M. cf. riccartonensis*, *M. testis*, *M. vomerinus*, *M. dubius*, *M. priodon*, *M. halli*; *Mesograptus aff. sardus*, *Monoclimacis vomerina*, *M. hemipristis*, *M. flumendosae*, *M. gristionensis kettneri*, *Retiolites geinitzianus*, *r. obesus*, *Diplograptus*, *Pristiograptus dubius latus*, *Stromatograptus grandis*, *Streptograptus speciosus*, *S. cf. sobilitis*, *Spirograptus zimmermanni*, *Cyrtograptus murchinsonni*.

Omawiane skały obejmują wzajemnie się przeławicające odmiany litologiczne różniące się odpornością na deformację i wietrzenie. Najbardziej podatne są bardzo drobnziarniste łupki ilaste z dużą domieszką grafitu, o liściastej oddzielności, wskutek czego łatwo ulegają mechanicznej dezintegracji. Bardziej odporne są drobnolaminowane, czarne lub jasnoszare łupki krzemionkowe (lidyty) o płyciastej oddzielności, przechodzące miejscami w grubsze, masywniejsze warstewki i ławice drobnziarnistych kwarcytów lokalnie wzbogaconych w ziarna skaleni. Lidyty zbudowane są z laminek silnie zrekrystalizowanej mozaiki kwarcowej przetykanej łuseczkami serycytu i pigmentem grafitowym. Gęsta jest sieć rozgałęziających się żyłek i gniazd białego kwarcu. Miejscami pojawiają się wewnątrzławicowe strefy brekcji o ostrokrawędzistych okruchach spojonych wtórną krzemionką. Kontrast reologiczny poszczególnych odmian spowodował, że partiach objętych intensywnym sfałdowaniem i ścinaniem ciągłość ławic uległa zaburzeniom przejawiającym się rozerwaniem powierzchni stratyfikacji, rozwojem drzazgowatej łupliwości i powstaniem struktur budinażowych.

4. D e w o n

Fyllity serycytowo-kwarcowe (metałowce) i łupki serycytowo-kwarcytowe z przeławiczeniami kwarcytów zostały udokumentowane na podstawie konodontów w dwóch rejonach: w dolinie rzeki Kaczawy po północnej i południowej stronie masywu ryolitowego Wielisławki oraz w dolinie potoku Kamiennik w rejonie Rzeszówka (Urbanek i in., 1975; Urbanek, 1978). We wcześniejszych pracach skały te były zaliczane do ordowiku (Frąckiewicz, 1958) lub ordowiku–syluru (Baranowski, 1975). Poszczególne piętra dewonu zostały stwierdzone w kilkunastu osobnych odsłonięciach, ale sumarycznie tworzą prawie ciągły profil od emsu po najwyższy famen, z wyjątkiem żywetu. Litologicznie budują go jasne lub ciemne fyllity serycytowo-kwarcowe i kwarcowo-serycytowe z przeławiczeniami mikrokwarcytów (metacertów), ujęte wspólnym mianem „zespołu łupków ilastych i ilasto-krzemionkowych” (Haydukiewicz, 1987a). Z układu sekwencji sedymentacyjnej wynika, że nieoznaczone faunistycznie skały żywetu mogą być

reprezentowane przez czarne metałupki ilaste z charakterystyczną „gruzełkową” strukturą nadaną obecnością białych drobinek kwarcowych. (Haydukiewicz, 1977, Baranowski i in., 1987). Miąższość dewonu szacuje się na około 100 m.

5. Karbon

a. Karbon dolny

Fyllity (metaiłowce i metamułowce, lokalnie metapiaskowce) (tło melanzu) tworzą na obszarze arkusza Złotoryja pięć wystąpień opisanych jako melanze. Są to: melanz z Różanej, melanz z Rzeszówka, melanz ze Stanisławowa, melanz ze Złotoryi i melanz z Janówka (Haydukiewicz, 1987b).

Melanz z Różanej zajmujący całą zachodnią część jednostki Rzeszówka jest największym i najlepiej rozpoznanym tego typu ciałem w Górach Kaczawskich (Haydukiewicz, 1977; Baranowski i Haydukiewicz, 1977; Haydukiewicz, 1987b). Tło melanzu stanowią sphyllityzowane metamułowce i metaiłowce z drobnymi wkładkami piaszczystymi. Tkwią w nim bloki skał sylurskich i dewońskich o rozmiarach od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Za główny mechanizm powstania melanzu uznano w pierwszym rzędzie grawitacyjne przemieszczenie tych bloków do zbiornika, w którym wciąż trwała sedymentacja mułowców. W kilku miejscach wśród łupków mułowcowych rozpoznano warstwy tzw. „brekcji sedymentacyjnych” o miąższości do 7 m. Z rozproszonych w niej okruchów skał krzemionkowych uzyskano konodonty z przedziału od późnego famenu po dolny turnej (Haydukiewicz i Urbanek, vide Haydukiewicz, 1987b).

Melanz z Rzeszówka stanowi ciało skalne o szerokości około 800 m, dostępne obserwacjom dzięki licznym odsłonięciom usytuowanym wzdłuż potoku Kamiennik (Urbanek i in., 1977; Haydukiewicz, 1987b, Kryza i in., 2003). Jego zachodnią, spągową granicę stanowi strefa dyslokacyjna wzdłuż której jest on nasunięty na melanz z Różanej. W stropowej części wschodniej przykrywają go łupki ordowiku.

Fragment melanzu z Janówka zlokalizowany jest w południowo-zachodniej części obszaru, wśród utworów południowego pnia metamorfiku kaczawskiego. Jego zasadnicza masa rozciąga się na zachód od granic terenu i wchodzi w skład jednostki Wlenia (Haydukiewicz, 1987b; Szałamacha i Szałamacha, 1993). Według Haydukiewicza (*op.cit*) spągowa część melanzu z Janówka skośnie ścina występujące w podłożu struktury fałdowe.

Odsłaniające się na arkuszu fyllity zachodniej części jednostki Chełmca prawie w całości zostały zinterpretowane jako tło melanzu ze Stanisławowa (Haydukiewicz, 1987b, Baranowski i in., 1998; Kostylew, 2005). Jego identyfikację umożliwiły otwory wiertnicze (zlokalizowane poza granicami obszaru arkusza Złotoryja) wykonane w latach 1986–1989 przez Przedsiębiorstwo Geologiczne

w celu rozpoznania złóż barytu w Stanisławowie. Stwierdzone w otworach ciała melanzowe miały miąższość od 22 do 212 m (Baranowski i in. 1998).

Melanż ze Złotoryi zlokalizowany jest w jednostce Złotoryja–Luboradz. Jego zasięg i granice nie są dokładnie sprecyzowane. Haydukiewicz (1987b) podaje, że jest on podścielony przez niezbadaną bliżej serię mułowcowo-piaszczystą i przykryty nasuniętym pakietem skał ordowickich i sylurskich. Jego tło mogą stanowić utwory opisane jako „łupki szare” (Urbanek i in., 1975). Są to słabo zmetamorfizowane, ciemnoszare łupki ilaste i mułowcowe, pozbawione warstwowania ale z dobrze rozwiniętą foliacją.

W melanzach z Rzeszówka, Stanisławowa, Janówka i Złotoryi w odróżnieniu od melanzu z Różanej, mniejszy jest udział dużych olistolitów, przy czym większość z nich stanowią skały sylurskie (lidyty i łupki grafitowe), brak natomiast jest bloków skał dewońskich. Spotyka się w nich też bloki szarych łupków krzemionkowych, szarych i czarnych kwarcytów i zieleńców. Zasadniczą masę tych melanzów, czyli ich tła (ang. *matrix*) budują różne, zazębiające się odmiany ciemnych fyllitów — metałupków ilastych i mułowcowych, miejscami czarnych przy znacznej ilości substancji grafitowej (Haydukiewicz, *op.cit.*). Spotyka się tu szereg odmian litologiczno- strukturalnych, których wyjściowymi sedymentami były: (1) mułowce, pozbawione laminacji, zawierające drobne inkluzje materiału drobnopiaszczystego, (2) łupki ilaste, nielaminowane lub ze śladami delikatnej laminacji; łupki te wykazują obecnie doskonale rozwiniętą foliację, (3) łupki mułowcowe laminowane z warstewkami pyłowymi lub piaszczystymi (do kilku cm grubości), które miejscami uległy rozdrobnieniu i tworzą obecnie rozproszone klasty, (4) drobno- i średniookruchowe brekcje złożone z okruchów lamin pyłowatych i drobnopiaszczystych, sporadycznie klastów wulkanitów oraz (5) łupki zielonkawe z dużą ilością jasnych lamin drobnopiaszczystych. Ważną obserwacją w przypadku melanzów jest właśnie stwierdzenie obecności w ilasto-mułowcowym tle obłych fragmentów warstw piaszczystych, wskazujących, że utwory te ulegały pierwszym deformacjom jeszcze w stanie nie w pełni skonsolidowanym. Melanzów uległy także silnym deformacjom tektonicznym jednakże w znacznie słabszych warunkach metamorficznych — poniżej 300°C w przypadku melanzu z Rzeszówka (Kryza i in., 2003) — niż inne jednostki litotektoniczne Gór Kaczawskich.

Większość wypełniających melanz sedymentów jest niema pod względem biostratygraficznym. Wspomniane wcześniej jedyne znalezisko konodontów z melanzu z Różanej sugeruje ich wiek dolnokarboński, choć obecność dewonu nie jest wykluczona.

Fyllity (metałowce i metamułowce) z wkładkami łupków szarogłazowych i kwarcytowych (asocjacja fliszu normalnego) występują w jednostce Złotoryja–Luboradz, na niewielkiej przestrzeni koło Prusic, we wschodniej części obszaru. Ich większe wychodnie spotyka się na arkuszu Krotoszyce SmgS, gdzie budują wyniesienia Sichowskich

Wzgórz i osiągają kilkaset metrów miąższości. Zostały stamtąd opisane jako „łupki szarogłazowo-ilaste” (Jerzmański, Walczak-Augustyniak, 1993, 1994).

Fyllity i metałupki szarogłazowe to skały szare, szaro-niebieskawe do czarnych, niejednorodne, grubo- i drobnoziarniste, często nierównoziarniste. Mają tekstury kierunkowe, struktury granolepidoblastyczne lub granoblastyczne, często bezładne. Szkielet ziarnowy tworzą głównie kwarc i skalenie (albit i oligoklaz) o różnym stopniu obtoczenia oraz rzadziej muskowit. Minerale te w drobniejszej formie wchodzi także w skład spoiwa, w którym dodatkowo spotyka się serycyt, biotyt, chloryty, minerały rudne, a także cyrkon, turmaliny i apatyty. Lokalnie zauważa się rekrystalizację ziarn, być może spowodowaną zmianami termalnymi nieodległych granitów strzegomskich.

Pozycja stratygraficzna tych fyllitów i łupków jest niepewna. Jerzmański i Walczak-Augustyniak (*op.cit*) zaliczyli je do dolnego karbonu zauważając obecność w nich bloków sylurskich lidytów i skał zieleńcowych, co może sugerować ich związek z opisanymi wyżej melanzami. Wniosek ten wydaje się uzasadniony także z uwagi na litologiczne podobieństwo tej serii szarogłazowo-ilastej do opisanych przez Wajsprycha i Achramowicza (2003) z rejonu Zgorzelca utworów „fliszu normalnego” zalegającego ponad „fliszem dzikim”, którego cechy są zbliżone do melanzы zdefiniowanych przez Haydukiewicza (1987b).

b. Karbon górny

Utwory karbonu górnego występują w południowo-zachodniej części obszaru, na wschód od Rzańnika oraz na północ od Sędziszowej. Należą one do najstarszej w niecce północnosudeckiej jednostki litostratygraficznej — formacji ze Świerzawy (Karnkowski, 1981), nazywanej również formacją z Starej Kraśnicy (Milewicz, 1985). Stefański wiek tych osadów określono na podstawie badań paleontologicznych przeprowadzonych przez Górecką (Milewicz i Górecka, 1965), natomiast Tabor (*vide* Milewicz, 1968) oznaczyła je na górny westfal–dolny stefan. Miąższość formacji ze Świerzawy ocenia się na 70–450 m.

Piaskowce, zlepieńce i mułowce tworzą zespół wzajemnie przeławicających się warstw. Piaskowce są drobno- i średnioziarniste o spoiwie ilasto-żelazistym, z domieszką muskowitu. Ławice piaskowców mają grubość od 0,5–2,5 cm i lokalnie zawierają szczątki roślinne. Są barwy szarej, szarzielonej i szarozółtej. Zlepieńce są piaszczyste, ze słabo obtoczonymi otoczkami o średnicy do 4–5 cm. W ich składzie występuje kwarc, kwarcyty, piaskowce i łupki metamorficzne. Szare i szarobrazowe mułowce są piaszczyste, ilaste, cienkołupkowane. Na powierzchniach warstwowania występują łyszczyki.

W rejonie Rzańnika warstwy zapadają pod kątem 15–20° ku NE, na północ od Sędziszowa na zachód i południowy zachód pod kątem 10–30°.

Zlepieńce i piaskowce arkozowe występują w południowo-wschodniej części terenu, jako pas wychodni wzdłuż północnej strony doliny rzeki Kaczawy i jej dopływu Sarnki (miejscowość Świerzawa). Warstwy zapadają na południowy zachód.

6. Perm

a. Perm dolny i środkowy

Czerwony spągowiec

Utwory czerwonego spągowca obejmują osady trzech jednostek litostratygraficznych: wyższą część formacji ze Świerzawy, formację z Wielisławki oraz formację z Bolesławca. Formacja z Wielisławki (Mastalerz, 1990; Mastalerz i Raczyński, 1993), nazwana wcześniej przez Milewicza (1985) formacją z Rząśnika, na obszarze basenu północnosudeckiego jest zbudowana z utworów wulkanogenicznych oraz okruchowych skał osadowych. Miąższość formacji ocenia się na 80–750 m (Milewicz i Kozdrój, 1991) lub 200–300 m (Mastalerz i Raczyński, 1993). Formację z Bolesławca (Karnkowski, 1981), nazywana wcześniej przez Milewicza (1985) formacją z Płóczek tworzą głównie piaskowce i zlepieńce. Jej miąższość wynosi 150–500 m.

Utwory czerwonego spągowca zostały nawiercone w centralnej części obszaru; na południe od Złotoryi, w rejonie miejscowości Wilkowo–Nowy Kościół (otw. 28, 35, 37, 38, 43, 44, 49, 50, 60, 61, 62, 69) oraz Gozdna (81, 82, 83, 84, 85). W otworze 44, zlokalizowanym pomiędzy Jerzmanicami Zdrojem a Nowym Kościołem odwiercono 206,4 m osadów zlepieńcowo-piaszczystych z wkładkami iłowców czerwonego spągowca, należących do stropowej części formacji z Bolesławca (Płóczek).

Czerwony spągowiec dolny

Łupki ilaste i piaskowce z wkładkami iłowców wapnistych. Wychodnie tych skał, w formie wąskich pasów, występują w rejonie Świerzawy (południowa-wschodnia część obszaru), wzdłuż doliny rzeki Kaczawy po obu jej stronach. Widoczne w nich warstwowanie zapada ku zachodowi.

Piaskowce i mułowce formacji z Wielisławki występują w południowej części obszaru w formie porozielanych pasów wychodni. Są to piaskowce szare, czasem szarozielone z detrytusem roślinnym, drobno- i średnioziarniste, szarogłazowe, cienkoławicowe. Miejscami piaskowce są kwarcowo-skaleniowe o ziarnach kwarcu wielkości 2 mm i skaleni do 4 mm. Spoiwo piaskowców jest ilaste i ilasto-żelaziste. Mułowce o barwie brązowoczerwonej lub fioletowej są piaszczyste i ilaste, zwięzłe, cienkoławicowe, z łyszczkami. Miejscami przechodzą w iłowce cienkoławicowe. Warstwy zapadają w kierunku północno-zachodnim pod kątem 10–30°.

Andezyty bazaltowe i trachyandezyty stwierdzono w południowo-zachodniej części obszaru. Reprezentują one wylewy lawowe oraz podrzędne intruzje subwulkaniczne przebi-

jające ryolity (okolice Sokołowca). Na obszarze basenu północnosudeckiego pełny, pojedynczy cykl eruptywny (wielokrotnie się powtarzający) obejmował następujące po sobie sekwencje: trachyandezyty bazaltowe, andezyty bazaltowe w fazie głównej oraz trachyandezyty (Awdankiewicz, 2003).

Wulkanity mają strukturę afirową i porfirową. Tekstura jest bezładna, często trachitowa. Występują w nich zmienne ilości fenokryształów rozmieszczonych nieregularnie w afanitowym tle. Głównych ich składnikiem są tabliczki plagioklazów różnej wielkości, często polisyntetycznie zbliżnionych i zsercytyzowanych. Przestrzenie pomiędzy plagioklazami wypełnia szkliwo, zwykle zdewitryfikowane i schlorityzowane. Jest ono bogate w minerały nieprzeźroczyste oraz w drobnoziarniste skupienia wtórnego chlorytu lub łuszczyków, a także wodorotlenków żelaza. W odmianach pęcherzykowatych, o teksturze równoległej i strukturze migdałowcowej, wakuole (o wielkości do 3 cm) są wypełnione kalcytem, kwarcem lub chlorytem, czasami chalcedonem (Milewicz i Kozdrój, 1994). Skały są intensywnie spękane blokowo, na ogół równoległe do powierzchni spągowej i stropowej potoków lawowych.

Zlepieńce, piaskowce i łupki ilasto-piaszczyste występują w rejonie pomiędzy Nową Wsią Grodziską, a Wojcieszynem w północno-zachodniej części arkusza. Zlepieńce określane są jako „zlepieńce bezporfirowe” (Milewicz i Jerzmański, 1956). Stropową część wydzielania tworzą głównie łupki ilasto-piaszczyste. Warstwy zapadają ku południowemu zachodowi pod kątem 10–25°, a w rejonie na południowy zachód od Nowej Wsi Grodzickiej pod kątem 50° ku północnemu wschodowi.

Tufy ryolitowe występują głównie pomiędzy Nowym Kościołem a Sokołowem oraz jako drobne wystąpienia w okolicach Sędziszowej i Lubiechowej. Są to brekcje tufowe z wkładkami tufów popiołowych. Brekcje budują okruchy ryolitów i andezytów, rzadziej kwarcytów i łupków, które tkwią w mikrofelzytowym cieście skalnym. Stanowią one 5–38% objętości. Tufy popiołowe, barwy szarobrunatnej i zielonkawej, są kryptokrystaliczne z okruchami ryolitów oraz z otoczkami kwarcu. Frakcję popiołową tworzy substancja kwarcowa oraz hydromiki stanowiące do 60% masy skały. Obficie występuje pigment żelazisty (Kozłowski i Parachoniak, 1967). Skały tufowe zostały zalbityzowane po osadzeniu się w zbiorniku. Warstwy tufów mają grubość do kilkudziesięciu cm.

Ryolity obserwuje się na obszarze od Sokołowska po Kondratów, w południowo-wschodniej części terenu. Tworzą one wylewy powierzchniowe bądź ciała subwulkaniczne. Najlepiej odsłaniają się w starym kamieniołomie „Organy Wielisławskie” (wzgórze Wielisławka), który jest obecnie chroniony jako rezerwat przyrody. Ryolity o barwie różowej lub fioletoworóżowej, mają strukturę porfirową ze sferolitycznie wykształconym ciastem skalnym, które jest utworzone z allotriomorficznej masy kwarcowo-skaleniowej, w którym występują prakryształy (do 40% objętości skały) kwarcu, skaleni potasowych, plagioklazów i biotyту oraz rozsianego pigmentu hematytowego. Częste są pseudomorfozy po

plagioklazach. Ryolity są masywne lub porowate, z wyraźnie wykształconym ciosem pokładowym i pionowym. W kamieniołomie „Organy Wielisławskie” charakterystyczna jest oddzielność słupowa. Słupy na ogół są 4–5 kątne, o średnicy 20–30 cm. W rejonie pomiędzy Różaną, Nowym Kościołem, a Sokołowcem (centralna część obszaru) w obrębie ryolitów i tufów występują agaty — w bułach kulistych (o wielkości od kilku do dwudziestu kilku cm), owalnych, elipsoidalnych lub nieregularnych, wewnątrz których znajdują się geody wypełnione agatem. Powstanie agatonośnych buł porfirowych wiąże się z procesami hydrotermalnymi towarzyszącymi wulkanizmowi permskiemu.

Czerwony spągowiec górny

Zlep i ę n c e i p i a s k o w c e. Osady formacji z Bolesławca występują w południowej części obszaru, głównie w okolicy Sokołowca Dolnego, dalej na wschód tworzą cienkie pasy wychodni. Są to głównie zlepieńce drobnookruchowe i piaskowce zlepieńcowate, barwy czerwonej i białej, kruche. W zlepieńcach słabo obtoczone otoczaki osiągają średnicę 2–4 cm. W składzie przeważa kwarc i ryolity, w mniejszej ilości kwarcyty i okruchy piaskowców i łupków metamorficznych. Spoiwo ich jest ilasto-żelaziste, nie zaobserwowano warstwowania. W partiach spągowych występują bloki ryolitów o średnicy 10–15 cm. W piaskowcach zlepieńcowatych przeważają ziarna o średnicy do 2 mm, sporadycznie do 5 mm. W rejonie Sokołowca Dolnego upad warstw wynosi 25° ku północnemu wschodowi.

Zlep i ę n c e d r o b n o o k r u c h o w e z w k ł a d k a m i p i a s k o w c ó w i i ł o w c ó w. Wychodnie tych skał występują w północno-zachodniej części obszaru, w okolicy Nowej Wsi Grodziskiej.

b. Perm górny

Cechsztyn

Osady cechsztynu niecki północnosudeckiej zostały opisane m.in. przez Peryta (1978, 1981), a cechsztylny synkliny Leszczyny został szczegółowo opisany przez Gunię (1962). Wychodnie cechsztynu występują w środkowej i wschodniej części obszaru arkusza tworząc pas od Proboszczowa po rejon Prusic. Są to głównie utwory siliklastyczne oraz wapienie i dolomity, określane też jako ogniwo z Niwnic (Sawicki, 1997). W związku z eksploatacją (w byłych kopalniach „Nowy Kościół” i „Lena”) i rozpoznawaniem złóż rud miedzi w obrębie synkliny Leszczyny (na południe od Złotoryi) odwiercono kilkadziesiąt otworów wiertniczych, które przewierciły pełny ich profil. Otwory te zlokalizowane były na południe od Złotoryi; w rejonie Jastrzębnika, Nowego Kościoła i Wilkowa. Miąższość osadów wynosi 10–198 m (w otworze 59 miąższość pozorna wynosi 198 m, przy czym otwór ten nie osiągnął spągu cechsztynu). Złoże miedzi „Lena” zostało skreślone z Bilansu zasobów, złoże „Nowy Kościół” ma status złoża zaniechanego (Bilans, 2006).

Cyklotem 1

Wapienie występują pomiędzy Proboszczowem a Nowym Kościołem. W spągu są to wapienie szare, zbite, o strukturze pelitowej, lokalnie organogenicznej. W ich składzie mineralnym przeważa kalcyt, domieszki stanowią: kwarc, łyszczyki i minerały nieprzezroczyste. W wapieniach występują odciski: *Astarte vallisneriana* (King), *Schizodus schlotheimi* Geinitz, *Pleurophorus costatus* Brown i *Gervillia ceratophaga* Schlotheim. Zapadają one pod kątem 15° ku północy. Przykryte są cienką, 15 cm wkładką iłów, powyżej których leżą wapienie szare, brązowe i fioletowe, zbite, cienkoławicowe. Opisana seria tworzy tzw. wapień podstawowy. Wapienie te były eksploatowane w dwóch kamieniołomach.

Zlepieńce, margle, wapienie, wapienie dolomityczne i dolomity. Wychodnie tych osadów występują głównie w południowo-wschodniej części obszaru. Zlepieńce odznaczają się spoiwem węglanowym, margle są ciemnoszare, z przewarstwieniami kilkucentymetrowych ławic wapieni marglistych. W marglach występują skamieniałości małży, ramienionogów i głowonogów m.in. takich jak: *Schizodus schlotheimi* Geinitz, *Pleurophorus costatus* Brown, *Gervilla antiqua* Münster, *G. Ceratophaga* Schlotheim, *Productus horridus* Sowerby, *Terebratula elongata* Schlotheim, *Nautilus freieslebeni* Geinitz. Wyżej leżą wapienie jasnoszare, drobnokrystaliczne, niekiedy drobnooolitowe. Są gruboławicowe, miejscami dolomityczne i piaszczyste (z kwarcem i skałeniami). W wapieniach dolomitycznych występują stylolity, a spękania są pokryte dendrytami.

Cyklotem 3

Piaskowce, łupki ilaste i piaszczyste, iły pstre, iły septariowe i dolomity. Wychodnie tych skał występują pomiędzy Proboszczowem a Prusicami (południowo-wschodnia część obszaru). Są to piaskowce, głównie drobnoziarniste, podrzędnie średnioziarniste, o spoiwie ilasto-węglanowym. Skały są barwy białej, różowej, czerwonej i brązowej. Często są równoległe warstwowane. W części stropowej występują iłowce ciemnoszare z wkładkami wapieni i dolomitów. W iłowcach występują septarie węglanowe o wymiarach 5–25 cm.

7. Trias

a. Trias dolny

Osady tego wieku występują głównie w zachodniej i centralnej części arkusza mapy. Reprezentują one formację z Radłówki (Milewicz, 1985). Utwory formacji na obszarze basenu północnosudeckiego są wykształcone jako na ogół dobrze wysortowane piaskowce, warstwowane przekątnie z lokalnie występującymi piaskowcami zlepieńcowatymi, zlepieńcami i przewarstwieniami mułowców i iłowców (Raczyński i in., 1998). Warstwy zapadają ku N i mają miąższość od 18 (otw. 38) do 450 m.

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny

Piaskowce arkozowe z wkładkami mułowców (poziom kaczawski). Na powierzchni występują w środkowej i wschodniej części terenu. Są to piaskowce barwy różowej i czerwonej z jasnymi smugami, kwarcowe, z obfitymi skaleniami, o spoiwie ilastym, równolegle warstwowane. Na powierzchniach ławic widoczne są blaszki muskowitu. Mułowce są kwarcowe, z domieszką muskowitu (szczególnie na powierzchniach warstw), ciemnobrązowe, cienkoławicowe.

Pstry piaskowiec dolny i środkowy

Piaskowce kwarcowe z wkładkami iłowców (poziom z Radłówki) występują na południowy wschód od Pielgrzymki. Są to piaskowce cienkoławicowe, barwy czerwonej, kwarcowe drobno- i średnioziarniste, o spoiwie ilastym i ilasto-krzemionkowym, z cienkimi przelawiczeniami iłowców.

Pstry piaskowiec środkowy

Piaskowce kwarcowe (poziom lwówecki) stwierdzono w północno-zachodniej części obszaru. Są to piaskowce drobno- średnio- i gruboziarniste, barwy szarej, białej, żółtej i czerwonej. Ławice mają zmienną grubość od 0,1 do 4 m. Wykazują cios prostopadłościenny. Piaskowce te zostały nazwane przez Scupina (1933) lwóweckimi piaskowcami budowlanymi.

b. Trias środkowy

Utwory triasu środkowego należące do formacji z Raciborowic występują w centralnej części obszaru arkusza w Jerzmanicach Zdroju. Ich miąższość ocenia się 25–50 m. Na powierzchni tworzą blok ograniczony uskokami.

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec górny (ret)

Margle i wapień tworzą niewielką, wąską, wychodnię w Jerzmanicach Zdroju, w centralnej części obszaru, w strefie uskoku granicznego między skałami osadowymi depresji północnosudeckiej a fylitami metamorfiku kaczawskiego. Skały te tworzą blokowisko *in situ*, w którym występują niebieskoszare wapień należące do litofacji marglisto-wapiennej (Chrzastek, 2002) oraz margle (Jerzmański, 1958).

Wapień muszłowy

Wapień muszłowy górny

Wapień piaszczyste, oolitowe występują, podobnie jak wyżej opisane osady, w Jerzmanicach Zdroju, na niewielkim obszarze przy granicy ze skałami metamorficznymi. Wapień

te zostały szczegółowo opisane przez Chrząstek (1995). Od spagu kompleksu autorka wydzieliła 7 kolejnych warstw (A–G): żółte wapienie gruboławicowe, krystaliczne; szare, cienkoławicowe wapienie brekcjowate z przeławiczeniami margli; szare wapienie cienkoławicowe (wapienie faliste i płytowe) z przeławiczeniami margli; szarobeżowe wapienie gruboławicowe, szarobeżowe wapienie cienkoławicowe z wkładkami margli; szare i szarobeżowe wapienie gruboławicowe oraz zamykające serię beżowe wapienie gruboławicowe z wkładkami wapieni cienkoławicowych (gruzłowatych) i przeławiczeniami margli. Wydzielone warstwy można skorelować się z podziałem wapienia muszlowego obszaru opolskiego, monokliny przedsudeckiej oraz Turynгии (Chrząstek, 1995).

8. Kreda

a. Kreda górna

Osady kredy występujące na obszarze arkusza Złotoryja należą do formacji z Rakowic Wielkich — jednostki litostratygraficznej basenu północnosudeckiego wprowadzonej przez Milewicz (1985). Są to głównie piaskowce od drobno- po gruboziarniste oraz margle. Wychodnie o przebiegu NW–SE (północna część terenu) rozciągają się od miejscowości Czaple na zachodzie po Wilków na wschodzie. Zapadają pod kątem 20–30° ku północy i północnemu-wschodowi. Miąższość osadów cenomanu wynosi około 30–50 m, turonu 30–165 m, a koniak 55–125 m.

Cenoman

Piaskowce ciosowe, gruboziarniste i zlepieńce występują w centralnej części obszaru. Piaskowce są gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate, kwarcowe, gruboławicowe. Są niewarstwowane, ziarna słabo obtoczone i mają równą wielkość, w składzie występują lidyty. Wyrażna jest blokowa oddzielność pionowa i pozioma skały. Fauna w piaskowcach jest rzadka, znaleziono szczątki odcisków skorup *Pecten sp.* (Milewicz, 1964). Piaskowce te były w przeszłości eksploatowane w licznych kamieniołomach. Obecnie, w północno-zachodniej części terenu, koło miejscowości Nowa Wieś Grodziska eksploatowane są trzy złoża piaskowców ciosowych: Nowa Wieś Grodziska II, Nowa Wieś Grodziska III oraz Bedlno.

Piaskowce margliste i margle poziome *Actinocamax plenus* tworzą pas wychodni o przebiegu NW–SE w północnej części obszaru, pomiędzy miejscowościami Twardocice i Wilków. Piaskowce margliste są jasnoszare i drobnoziarniste, niewarstwowane, miejscami przechodzą w piaskowce wapniste. Margle są ilaste lub piaszczyste, barwy ciemnoszarej i czarnej. Zawierają domieszki skaleni i glaukonitu. Miejscami są to margle krzemionkowe (na południe od Wilkowa). W stropie margle przechodzą w szarobrazowe i oliwkowobrazowe ily margliste.

Turon

Piaskowce ciosowe, gruboziarniste (dolne) poziomu *Inoceramus labiatus* występują w wychodniach głównie na południowy zachód od Złotoryi. Są to piaskowce szare, średnio- i gruboziarniste.

Piaskowce wapniste poziomu *Inoceramus labiatus* i *Inoceramus lamarcki* występują w północno-zachodniej części terenu. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej średnio- i gruboziarniste, o zmiennej zawartości spoiwa wapnistego (nadającego skale różną twardość). Są na ogół zwięzłe, cienkoławicowe i spękane w bloczki o wielkości do 10 cm. Zawierają one domieszkę muskowitu, miejscami widoczne są rdzawe plamy po zwietrzałych minerałach żelazistych.

Piaskowce ciosowe, gruboziarniste (górne) poziomu *Inoceramus lamarcki* tworzą niewielki pas wychodni na południe od miejscowości Czaple (północno-zachodni skraj obszaru). Są to piaskowce szare, kwarcowe, gruboziarniste, z licznymi kwarcami o średnicy do 5 mm, średnio- i gruboławicowe. Spoiwo jest ilaste. W ich składzie dominuje kwarc, a domieszkę stanowią rozłożone skalenie. Ziarna są słabo- i średnioobtoczone. Miąższość serii ocenia się na 40–140 m.

Koniak

Piaskowce margliste i margle tworzą wychodnie o przebiegu W–E w północnej części obszaru, za zachód od Jerzmanic Zdroju. Są ciemnoszare, drobnoziarniste, silnie ilaste. W ich obrębie znaleziono formy należące koniakowi — *Inoceramus latus* Sow., *Inoceramus involutus* Sow., *Scaphites kieslingwaldensis* Langh.Grund.

Piaskowce ciosowe, drobnoziarniste odsłaniają się w rejonie północno-zachodniej granicy terenu, na północ od miejscowości Czaple, gdzie są intensywnie eksploatowane w kamieniołomie. Są to szare i szarżółte piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, niewarstwowane. Zawierają niewielką domieszkę skaleni, ich spoiwo jest ilaste. Są spękane na regularne, duże bloki. Przynależność do koniakowi określono na podstawie fauny: *Placenticerus orbignyana* Gein., *Peroniceras tricarinatum* d'Orb., *P. westphalicum* Stromb., *Inoceramus frecki* Flegel, *I. kleini* G. Müll., *I. percostatus* G. Müll., *I. crassus* Petrasch., *I. lobatus* Müst.

9. Paleogen

a. Oligocen

Gliny zwietrzelinowe (regolity) są to zwykle gliny ilaste o charakterze kaolinowym, zawierające rezydwa składników skał odpornych na chemiczne wietrzenie jak kwarc i jasne łyszczyki. Czasami zachowują się w nich okruchy niezupełnie zwietrzałych skał. W niektórych regolitych w położeniu *in situ* można dostrzec jeszcze pierwotną strukturę skały, która uległa zwietrzeniu.

Na obszarze arkusza Złotoryja gliny zwietrzelinowe nie występują obecnie na powierzchni terenu i zachowały się jedynie pod przykryciem młodszych osadów kenozoicznych na głębokościach rzędu kilkudziesięciu metrów. Sądząc z rozpoznania na sąsiednim obszarze arkusza Chojnów (Sztromwasser, 1998), szczególnie miększych zwietrzelin powstałych na powierzchni skał krystalicznych można spodziewać się w północno-wschodniej części terenu, już na obszarze bloku przedsudeckiego. Gruba warstwa zwietrzelin utworzyła się tam także na pokrywach bazaltowych. Sekwencja ta wskazuje, że intensywne wietrzenie chemiczne zachodziło na tym obszarze nie tylko w paleogenie, ale także po utworzeniu pokryw bazaltowych w oligoceńskiej lub dolnomiocenieńskiej fazie wulkanicznej.

Piasecki (1961a i b) na przekroju poprzecznym przez dolinę Kaczawy przedstawia sytuację w rejonie Rokitek, gdzie kompleks glin zwietrzelinowych zalega na łupkach syluru. Niezwietrzałe podłoże metamorficzne występuje tu na głębokości większej niż 50 m (rzędna około 150 m n. p. m.). Kompleks zwietrzelin jest trójdzielny. Bezpośrednio na łupkach występuje warstwa żółtej zwietrzelinowej ilastej, o miąższości 3 m. Powyżej zalega warstwa białego kaolinu o zbliżonej miąższości. Ponad nimi Piasecki (*op. cit.*) opisuje występowanie 20 m warstwy ilów powstałych ze zwietrzałych łupków sylurskich. Poszczególne elementy wyróżnionego kompleksu stanowią regolit w położeniu *in situ*, mogą też pochodzić z częściowej redepozycji zwietrzelin.

Grodzicki (1963, 1972) ukazuje kompleks glin zwietrzelinowych o miąższości około 30 m. Autor ten nazywa je glinami denudacyjnymi uważając, że żółte, białe, czerwone i zielonawe gliny i ropy powstały w paleogenie w wyniku zmywania zwietrzelin z paleozoicznych łupków występujących w okolicach Złotoryi, a także z margli i piaskowców górnokredowych z niecki lwóweckiej.

10. Paleogen i neogen

Brekcje i tufy bazaltowe są efektem wstępnej fazy eksplozywnej wulkanizmu bazaltowego. Są one związane przestrzennie z opisanymi poniżej bazaltami.

Bazalty na obszarze arkusza Złotoryja pojawiają się w wielu miejscach na powierzchni terenu. Ich wystąpienia tworzą formy od drobnych żył do rozległych kominów wulkanicznych. Bazalty te należą do skupiska kenozoicznych skał wulkanicznych dolnośląskiej formacji bazaltowej, nazwanego przez Cwojdzńskiego i Jodłowskiego (1982) koncentracją Legnica–Jawor–Złotoryja. Ze względu na odporność bazaltowe skały dawnych kominów wulkanicznych tworzą często izolowane wzgórza. Najwyższym bazaltowym twardzielem jest Ostrzyca (501 m n.p.m.) koło Proboszczowa. Najwięcej wzgórz bazaltowych występuje na południe i południowy wschód od Złotoryi. Są to: Wilcza Góra (373 m n.p.m.), Kostrza (313 m n.p.m.), Czerwony Kamień (325 m n.p.m.), Dębina (315 m n.p.m.) i Kozia (375 m n.p.m.). Większymi wzniesieniami bazaltowymi są także Kamienna Góra (356 m n.p.m.) koło Pielgrzymki oraz Trupień (481 m n.p.m.), i Łysanka (444 m n.p.m.), na południe od

Wilkowa. Liczne, mniejsze wystąpienia bazaltów na obszarze arkusza Złotoryja także tworzą często wyraźne elewacje terenu. Niektóre żyły bazaltów mają przebieg konkordantny w stosunku do ułożenia skał otaczających. Tego typu drobne ich wystąpienia stwierdzono w kopalni „Lena” w Wilkowie Złotoryjskim (Śliwa, 1967). Niektóre z tych injekcji nie dotarły do powierzchni terenu. Bazalty przebijają zarówno kompleks skał permio-mezozoicznych depresji północnosudeckiej, jak i krystaliczne skały kompleksu kaczawskiego. W niektórych wystąpieniach bazaltów można zaobserwować wielofazowość aktywności wulkanicznej. Najlepiej widoczna jest ona w kamieniołomach na Wilczej Górze koło Złotoryi (Śliwa, 1967; Grocholski i Jerzmański, 1975).

Następujące później kolejno dwie fazy efuzywne zaznaczyły się dwoma generacjami law bazanitów o odmiennej orientacji i wykształceniu słupów bazaltowych. Śliwa (1967) wyróżnia tu jeszcze fazę produktów sypkich i kolejny, trzeci wylew law bazaltowych. W obrębie law bazaltowych często spotyka się ksenolity skał podłoża, poprzez które następowała intruzja. W lawach Wilczej Góry znajdują się porwaki skał ilastych, kwarcytów, piaskowców i porfirów. Czasami spotykane są enklawy skał, które nie występują w bezpośrednim otoczeniu wulkanitów a pochodzące z większych głębokości, jak gabra w bazanitach z Trupienia i Łysanki (Białowolska, 1993, Bakun-Czubarow, Białowolska, 2003).

Badania geochemiczne kenozoicznych wulkanitów z obszaru arkusza Złotoryja przeprowadzono w obrębie kilku wystąpień tych skał. Bazalty z Ostrzycy zostały określone jako plagioklazowo-nefelinowy (Milewicz i Kozdrój, 1994). Nowsze badania wykazują, że bazaltoidy z kamieniołomów koło Wilkowa i w Kozowie oraz z gór Trupeń i Dębina mają charakter bazanitów (Grabowski i in., 2005; Badura i in., 2005a, Birkenmajer i in., 2004). Bazaltoid z rejonu Wilczej Góry został określony jako ankaratryt (op.cit.).

Wiek większości kenozoicznych wulkanitów dolnośląskiej formacji bazaltowej był na arkuszach Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów określany na miocen (Milewicz i Kozdrój, 1994, 1995; Milewicz i Jerzmański, 1959; Jerzmański, 1958; Frąckiewicz, 1958). Najnowsza seria datowań metodą K-Ar wykazała, że aktywność wulkaniczna w kenozoiku miała tu miejsce już w oligocenie (Grabowski i in., 2005). Z tego okresu pochodzą bazanity z Kozowa datowane na $24,46 \pm 0,99$ Ma, jak i bazalty ze znajdujących się już poza granicami arkusza Muchowskich Wzgórz datowane na $31,46 \pm 0,99$ Ma (Badura i in., 2005). Druga faza aktywności wulkanicznej zaznaczyła się w miocenie dolnym kiedy to powstały bazanity z Dębiny datowane na $21,14 \pm 0,91$ Ma, z rejonu Wilkowa, gdzie trzy próbki datowano odpowiednio na $19,41 \pm 0,88$, $19,57 \pm 0,79$ i $18,72 \pm 0,81$ Ma i z góry Trupeń gdzie wiek bazanitu określono na $20,19 \pm 0,94$ Ma. (Birkenmajer i in., 2004). W tej samej fazie powstał ankaratryt z Wilczej Góry datowany na $20,07 \pm 0,90$ Ma.

11. Neogen

a. Miocen

Piaski, mułki, ropy, węgiel brunatny formacji poznańskiej występują na północ od linii sudeckiego uskoku brzeźnego, już na bloku przedsudeckim. Utwory te nie ukazują się na powierzchni terenu. Wśród osadów formacji poznańskiej przeważają ropy i mułki, ale tworzą ją także piaski, a nawet żwiry zailone. Barwa osadów ilastych i mułkowych jest jasnoszara, niebieska, szaroniebieska lub zielona. Czasami licznie występują różnej wielkości przebarwienia brązowe lub brązowo-rdzawe. Lokalnie występujący węgiel brunatny tworzy soczewki o miąższości od kilku cm do około 2 m. W otworze 6 przy północnej granicy obszaru arkusza nawiercono jedynie stropową część tych osadów. Maksymalną miąższość tej serii można oszacować w oparciu o wiercenia z sąsiedniego obszaru (Sztromwasser, 1998) na 70–100 m.

12. Neogen–czwartorzęd

a. Miocen–plejstocen dolny

Żwiry i piaski rzeczne związane z szeroko rozumianą formacją gozdniczą wydzielone na obszarze arkusza obejmują prawdopodobnie osady kilku faz akumulacji rzecznej, która zachodziła tu od miocenu po górny pliocen, a prawdopodobnie także w najstarszym czwartorzędzie. Na zróżnicowane hipsometrycznie położenie osadów rzek, które płynęły tu w okresie preglacjalnym zwrócił już uwagę Genieser (1936) zakładając, że może być ono wynikiem postsedymentacyjnych ruchów tektonicznych. Niewielki fragment pokrywy kwarcowych, rzecznych żwirów zalega bezpośrednio na bazaltach w szczytowej partii Kamiennej Góry, tj. na wysokości około 350 m n.p.m. Wysoko położone preglacjalne kenozoiczne żwiry zostały także stwierdzone w szczytowej partii wzniesienia zbudowanego z triasowych piaskowców na północ od Twardocic, na wysokości 294 m n.p.m. Jednocześnie w rejonie Rokitek, na północ od linii sudeckiego uskoku brzeźnego, osady piaszczysto-żwirowe formacji gozdniczej występują na rzędnej 180–200 m n.p.m. Spągowa ich część zawiera ziarna złota i wydzielana jest jako warstwa „piasków złotonośnych”, chociaż zgodnie z opisami piaski najczęściej stanowią jedynie piaszczystą frakcję osadów, w których dominują żwiry (Quiring, 1914, 1919; Zimmermann, 1936; Grodzicki, 1963, 1972). Eksploatacja złota w rejonie Lwówka Śląskiego i Złotoryi odbywała się już prawdopodobnie w starożytności, ale najbardziej intensywnie przebiegała w średniowieczu począwszy od XII w. Do dziś w rejonie Rokitek i pomiędzy Złotoryją a Kopaczem widoczne są liczne, niewielkie zagłębienia terenu stanowiące pozostałość po szybikach eksploatacyjnych i zwały hałd. Jak podaje Grodzicki (1963, 1972) w rejonie Złotoryi okruchowe złoża złota występują w dwóch obszarach. Pierwszy rozciąga się na południowy-zachód od Złotoryi w rejonie Jerzmań Zdroju, Sępowa i Polnej. Warstwę złotonośną stanowią tu grube żwiry zalegające na głębokości

około 20 m na powierzchni zwietrzałych piaskowców kredowych i przykryte kompleksem utworów lodowcowych (Zimmermann, 1936). Miąższość serii złotonośnej wynosi tu około 10 m, a jej strop wznosi się 230–235 m n.p.m., tj. około 24 m ponad obecny poziom Kaczawy. Drugi obszar występowania złota składa się z dwóch pól. Pierwsze znajduje się na południowych brzegu Kaczawy między Złotoryją a Kopaczem. Warstwa „piasków złotonośnych” o miąższości 2–5 m zalega tu na glinach zwietrzelinowych i przykryta jest serią żwirów kwarcowych i utworami glacialnymi. Strop osadów ze złotem znajduje się tu na głębokościach 19–26 m, a jedynie na południu w rozcięciu doliny Złotego Potoku warstwa złotonośna zalega na głębokości rzędu kilku metrów. Rzędna stropu piasków złotonośnych znajduje się na poziomie 200–208 m n.p.m., a więc około 20–28 m ponad równoleżnikowym odcinkiem Kaczawy. Drugie mniejsze pole, ze śladami eksploatacji złota znajduje po północnej stronie doliny Kaczawy na wschód od Rokitek. Warstwa złotonośna o miąższości 1–2 m notowana jest na rzędnych 180–190 m n.p.m., a więc 0–10 m ponad poziomem Kaczawy. Nadkład o miąższości od kilku do ponad 20 m stanowią, podobnie jak po południowej stronie doliny, preglacialne żwiry kwarcowe i kompleks utworów lodowcowych oraz warstwa lessów. Spadek rzeki w osadzającej warstwę złotonośną i nadległe żwiry kwarcowe musiałyby być rzędu 15–20 m na odcinku 1 km, co jest możliwe tylko dla rzek górskich. Należy więc założyć że różnice w położeniu warstwy złotonośnej na południowym i północnym brzegu Kaczawy wynikają z postsedymentacyjnych ruchów tektonicznych w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego.

We frakcji żwirowej całego kompleksu osadów formacji gozdnickiej w rejonie Złotoryi dominuje kwarc (40–80%). Udział otoczków porfirów jest zwykle rzędu kilkunastu % i dochodzi maksymalnie do 27%. Pozostałą część stanowią okruchy kwarcytów, łupków metamorficznych i innych skał krystalicznych. Znajdowane fragmenty granitów i skaleni świadczą zdaniem Quiringa (1914, 1919) i Geniesera (1936) o dostawie materiału z Karkonoszy. Ponadto Genieser (1936) podaje, że w osadach złotonośnych znalazł materiał gnejsów pochodzących z Gór Izerskich. Zdaniem Geniesera (1936) w rejon Złotoryi docierała duża rzeka odwadniająca Karkonosze i Góry Izerskie. Do tej rzeki wpadała dawna Kaczawa, która poprzez przełęcz między Świdnikiem i Kaczorowem miała połączenie z górnym odcinkiem dzisiejszego Bobru. Taka rekonstrukcja paleohydrologiczna została potwierdzona przez Michniewicza (Michniewicz, 1999). Badania Grodzickiego (1963, 1972) wykazały, że cechą charakterystyczną osadów złotonośnych rejonu Złotoryi jest przede wszystkim bardzo wyraźna dominacja epidotu w składzie minerałów ciężkich (maksymalnie nawet ponad 50% we frakcji przezroczystej). Zdaniem Grodzickiego (*op. cit.*) serię tą należy łączyć z pliocenem, gdy oziębienie klimatu zahamowało niszczenie mniej odpornych składników osadu. Ponieważ seria z epidotem typowa jest również dla rejonu występowania piasków złotonośnych na wschód od Lwówka, Grodzicki (1969) zakłada, że w czasie jej formowania doszło do połączenia systemów rzecznych Bobru i Kaczawy.

Pod względem sedimentologicznym osady formacji gozdnickiej na obszarze arkusza Złotoryja zostały szczegółowo opracowane jedynie w żwirowni koło Rokitek. Ich wiek pośrednio określono na plio-plejstocen na podstawie cech litologicznych, struktur sedimentacyjnych i nawiązania do regionalnego występowania tego typu osadów (Wojewoda i in., 1995). Odsłania się tu stropowa część rzecznych utworów preglacjalnych, w której Mastalerz i Wojewoda (1990) oraz Wojewoda i in. (1995) wydzielają dwa kompleksy sedimentacyjne. W kompleksie dolnym przeważają warstwowane równoległe i przekątnie piaski średnio- i gruboziarniste oraz laminowane przekątnie riplemarkowo piaski drobnoziarniste. Wyżej występują drobno- i średniookruchowe żwiry, warstwowane rynnowo. Wyraźna imbrykacja wskazuje na transport ku NNE. Wyższy kompleks osadowy budują średnio- i grubookruchowe żwiry o wyraźnym warstwowaniu rynnowym. Pomierzone kierunki struktur sedimentacyjnych wskazują na paleotransport ku NE i E. Obydwa wydzielone kompleksy stanowią zespół facji stożka napływowego dawnej Kaczawy (Mastalerz i Wojewoda, 1990)

13. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Brak sprecyzowania wieku najmłodszych ogniw rzecznych osadów preglacjalnych na obszarze arkusza Złotoryja spowodował, że na mapach geologicznych za najstarsze skały czwartorzędowe uznawane były tu osady pozostawione przez plejstocenijski lądolód. Nerozwiniętym problemem stratygraficznym na obszarze kotlin i przedgórzia Sudetów pozostaje nadal wiek utworów glacialnych. O ile na podstawie zasięgu osadów lodowcowych można wyznaczyć maksymalny zasięg lodowca, nie ma jednoznacznych kryteriów pozwalających określić ile lądolodów dotarło w głąb Sudetów. Zwykle występuje tu pojedynczy poziom glin zwałowych. Brak stanowisk interglacialnych i takie cechy glin zwałowych jak silne zwieterzenie oraz duża i lokalnie zmienna zawartość materiału lokalnego nie pozwalają na ich korelacje z poziomami glacialnymi z obszarów niżowych. Genieser (1936) zakładał dwukrotność zlodowacenia Sudetów Zachodnich, opierając się między innymi na profilach z dawnej cegielni miejskiej ze Świerzawy i odsłoneń na obszarze Górki Mieszkańskiej koło Złotoryi, gdzie jego zdaniem występują dwa poziomy glin morenowych. Jahn (1952) i Dumanowski (1961) stwierdzili dwudzielność glin zwałowych w Kotlinie Jeleniogórskiej. Jednakże, wykazali oni, że sekwencja ta nie wynika z dwukrotności zlodowacenia, lecz ze zróżnicowania procesów sedimentacyjnych przy czole lądolodu. Migoń i inni (2002) oceniają maksymalny pionowy zasięg lądolodu na podstawie cech rzeźby peryglacialnej neków bazaltowych Pogórza Kaczawskiego. Zdaniem tych autorów lądolód sięgnął tu maksymalnie do wysokości 430–450 m, a wyższe wzniesienia, jak Ostrzyca, stanowiły nunataki. Na szczegółowych mapach geologicznych wiek wszystkich występujących na powierzchni osadów glacialnych wiązany był ze zlodowaczeniami środkowopolskimi przy założeniu, że osady

zlodowaceń południowopolskich zostały prawie całkowicie usunięte w czasie interglacjału wielkiego (Milewicz i Kozdrój, 1994, 1995; Milewicz i Jerzmański, 1959; Jerzmański, 1958; Frąckiewicz, 1958). Michniewicz (1999, 2002) stwierdza w większości dolin Sudetów Zachodnich tylko jeden poziom glin zwałowych, którą łączy ze zlodowaczeniami południowopolskimi. Podobne rozwiązanie przyjęli Badura i Przybylski (1998) w syntetycznym ujęciu zasięgu ładolodów plejstocenijskich w Sudetach zakładając, że w głąb kotlin śródgórskich wkroczył tylko jeden ładolód, w zlodowaczeniach południowopolskich. W ujęciu tych autorów ładolód zlodowacenia Odry w Sudetach Zachodnich nie sięgnął powyżej wysokości 300–320 m. Przy takim założeniu większość osadów lodowcowych pojawiających się na powierzchni terenu na obszarze arkusza Złotoryja związana powinna być z okresem zlodowaceń środkowopolskich.

Zlodowacenia południowopolskie

Jedynie na podstawie kryterium morfologicznego, w nawiązaniu do regionalnych badań paleogeograficznych, położone stosunkowo wysoko osady lodowcowe w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie Rzańnika uznano za serie glacialne związane ze zlodowaczeniem południowopolskim.

Gliny zwałowe i zalegające na nich płaty piasków i żwirów wodnolodowcowych sięgają u podnóży Grzbietu Zachodniego Gór Kaczawskich do poziomu 420 m n.p.m. Genieser (1936) jako starsze gliny morenowe klasyfikuje czarnobrunatne ły z dużą ilością otoczków skał miejscowych i północnych, których warstwa o miąższości 3–4 m widoczna była w wyrobisku cegielni miejskiej w Świerzawie. Na dolnych glinach morenowych zalegają jasnozielone ilaste osady (zastoiskowe?), z jaśniejszymi smugami z wyraźnymi śladami zaburzeń. ły oddzielone są 4 m warstwą żwirów i piasków od górnych glin zwałowych z gładzami. W profilu odsłonięcia na Górcie Mieszczkańskiej koło Złotoryi Genieser (1936) również opisuje dwa poziomy glin morenowych oddzielonych metrową warstwą piasków i żwirów. Dolne gliny morenowe o miąższości 5 m mają charakter szarobrunatnych łów z kawałkami węgla brunatnego i rzadkimi żwirami skał północnych. W osadzie tym występują też pojedyncze gładz skał północnych i lokalnych. Górne gliny zwałowe w tym profilu są jasna i piaszczyste.

Interglacjał wielki

Mułki, piaski i żwiry rzeczne, prawdopodobnie osadzone w interglacjale wielkim, zostały stwierdzone i opisane na sąsiednim obszarze (ark. Chojnów). Niewielki fragment tych osadów zalega pod pokrywą lessów i glin lessopodobnych w pobliżu północnej granicy obszaru arkusza Złotoryja. Utwory te są związane ze stożkiem pra-Kaczawy i jej dopływów.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Mułki i ropy zastoiskowe osadziły się w lokalnych zbiornikach powstałych przed nasuwającym się lądolodem. Osady zastoiskowe tu występujące wiązane są zwykle ze zlodowaceniem Odry, chociaż nie można wykluczyć, że część z nich pochodzi z okresu starszego zlodowacenia. Genieser (1936) podaje, że w rejonie góry Jeziorna nawiercono 14 m ropy wstęgowych, a w rejonie Czerwonego Kamienia 1,2 m. Piasecki (1961a, b) zacytuje na przekroju geologicznym przez dolinę Kaczawy w rejonie Kopacza warstwę ropy warwowych o miąższości kilku metrów. Zalegają one bezpośrednio na żwirach formacji gozdnickiej na wysokości 220 m n.p.m. W profilu tym utwory zastoiskowe przykrywa sekwencja kilkumetrowej miąższości piasków wodnolodowcowych i ciemnych glin zwałowych oraz lessów. Podobnej miąższości seria osadów zastoiskowych występuje także po północnej stronie doliny, gdzie opisana została przez Mastalerza i Wojewodę (1990) w odsłonięciu w rejonie Rokitek. Poziom ten występuje tu około 20 m niżej niż w rejonie Kopacza. Jako osady zastoiskowe wydzielono także opisane przez Milewicza (Milewicz i Kozdrój, 1994) mułki jeziorne wiązane przez tego autora z okresem zlodowaceń środkowopolskich. Z sekwencji na mapach wynika, że utwory te, ukazujące się na powierzchni na niewielkich obszarach na zachód od Sędziszowej i w północnej części Sokołowca, raczej podścielają gliny zwałowe odsłaniając się w erozyjnych rozcięciach niż tworzą pokrywę na utworach morenowych jak zinterpretował to Milewicz (*op. cit.*). Szare mułki i ropy piaszczyste występują w tym rejonie na wysokościach 280 m n.p.m. Często są w nich wkładki barwy ceglastej pochodzące z rozmywania permskich skał osadowych.

Gliny zwałowe występują w postaci płatów o różnej powierzchni sięgając wysokości 345 m n.p.m. Najszerzej rozprzestrzenione są w Kotlinie Proboszczowa. Są to żółtoszare, szare lub brązowe, czasami zwięzłe i masywne, a czasami piaszczyste gliny. Zawartość frakcji gwałowej jest bardzo zmienna, miejscami prawie zupełnie brak frakcji żwirowej i gwałików. W składzie petrograficznym gwałików występują pochodzące z północy gnejsy, granity, porfiry i kwarcyty jak i miejscowe bazalty, piaskowce permskie, triasowe i kredowe oraz kwarc żyłowy i łupki metamorficzne.

Piaski i żwiry lodowcowe zostały wydzielone przy północnej granicy obszaru arkusza Złotoryja w nawiązaniu do sytuacji na arkuszu Chojnów (Sztromwasser, 1998). Są to zwykle słabo wysortowane, często zaglinione różnoziarniste piaski, piaski ze żwirem lokalnie żwiry. Utwory te występują pod pokrywą lessów o miąższości 1–2 m i jedynie w krawędzi doliny Skory ukazują się na powierzchni.

Piaski, żwiry i gwały moren czołowych budują ciąg wzgórz między Radomiłowicami a Dłużcem na sąsiednim obszarze arkusza Lwówek Śląski. Na obszarze arkusza Złotoryja kontynuację tych moren stanowi wzgórze Capek, przy zachodniej granicy arkusza. Dolne partie

wzgórz budują piaszczysto-żwirowe serie osadowe, lokalnie z wkładkami mułków. Wyższe części zbudowane są z niewysortowanych osadów piaszczystych ze żwirami i blokami o średnicy do 1,7 m. Milewicz wiąże powstanie tych moren ze stagnacją lądolodu w fazie zlodowacenia Odry (Milewicz i Frąckiewicz, 1988).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e . Na arkuszach Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów wydzielano jeden poziom osadów wodnolodowcowych sytuując je zwykle w pozycji stratygraficznej pod glinami zwałowymi tego samego zlodowacenia (Milewicz i Jerzmański, 1959; Jerzmański, 1958; Frąckiewicz, 1958), bądź ponad nimi (Milewicz i Kozdrój, 1994). W obydwu przypadkach analiza intersekcyjna obrazu kartograficznego wykazuje, że połączono w jedno wydzielenie serie wodnolodowcowe z okresu transgresji z osadami wodnolodowcowymi z recesji lądolodu. Dla potrzeb niniejszego opracowania kartograficznego, które w założeniu ma charakter kameralny nie było możliwości zweryfikowania położenia osadów lodowcowych pracami terenowymi, dlatego obie serie fluwioglacjalne ujęto w jedno wydzielenie. Utwory wodnolodowcowe z fazy transgresji wydają się mieć większy zasięg i miąższość niż osady z okresu recesji, które tworzą jedynie mniejsze czapy na powierzchni glin zwałowych. Litologicznie utwory te są podobnie wykształcone. Miąższość serii wodnolodowcowej waha się od kilku do kilkunastu m, a lokalnie, jak w rejonie Proboszczowa nawet do 30 m. Są to piaski od drobno- po gruboziarniste, czasami z domieszką żwirów o średnicy 1–5 cm, barwy żółtej lub żółtobeżowej, równoległe lub przekątnie warstwowane. Obtoczenie żwirów jest zróżnicowane, od słabego po bardzo dobre (otoczaki prawie kuliste). Dominacja w składzie petrograficznym frakcji żwirowej osadów wodnolodowcowych składników odpornych, powstałych z niszczenia skał lokalnych jak kwarc, kwarcyty i porfiry, wskazuje na rozmywanie i redepozycję materiału ze starszych, dawniej szerzej rozprzestrzenionych na tym obszarze serii rzecznych.

* * *

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e t a r a s ó w n a d z a l e w o y c h 1 5 , 0 – 2 0 , 0 m n . p . r z e k i zachowały się fragmentarycznie w rejonie Sędziszowej i Nowego Kościoła. Miąższość ich wynosi 20 m. Są to drobnoziarniste, silnie piaszczyste żwiry lub piaski ze żwirami. Średnica żwirów wynosi 1–2 cm, a pojedyncze otoczaki osiągają 10 cm. Obtoczenie żwirów jest słabe, co wskazuje na krótki transport. W składzie petrograficznym dominują żwiry skał sudeckich: kwarc, zieleńce, łupki krzemionkowe i piaszczysto-ilaste, porfiry, piaskowce permskie i szare kwarcyty. Skały północne stanowią tylko niewielką domieszkę. Według Milewicza (Milewicz i Kozdrój, 1994) osady rzeczne pochodzą z anglacjalnej fazy zlodowacenia ponieważ przykrywają je gliny zwałowe. W trakcie reambulacji nie było możliwości terenowej weryfikacji takiej sekwencji, ale sytuacja w innych dolinach rzek sudeckich pozwala przypuszczać, że przy interpretacji pokrywy gliniastej mogło dojść do często zda-

rzającej się pomyłki, gdy jako gliny zwałowe opisywane są lessy wymieszane w procesach peryglacialnych ze stropową warstwą żwirów tarasów rzecznych.

Złodowacenia północnopolskie

Piaski i żwiry i rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki tworzą izolowane półki tarasów w dolinie Kaczawy i jej dopływów. W dolinie Kaczawy poziom ten został prawie całkowicie zniszczony przez młodszą erozję rzeczna i zachował się jedynie w postaci niewielkiej półki koło Dynowic. Osady rzeczne tego wieku występują w dolinie pod przykryciem aluwii holoceni. Nieco szerzej rozprzestrzenione tarasy nadzalewowe występują w dolinach Skory i Czermnicy. W osadach rzecznych tego poziomu przeważają ziarna 2–3 cm, ale częste są otoczki osiągające 10 cm średnicy. Skład petrograficzny odzwierciedla inwentarz skał występujących w zlewniach poszczególnych rzek.

Lessy i gliny lessopodobne występują w postaci różnej wielkości płatów. Osady pyłowate najszerszej rozprzestrzenione są w północnej części obszaru arkusza. Zalegają zarówno na glinach zwałowych i osadach wodnolodowcowych, jak i bezpośrednio na powierzchni utworów starszych. Pod względem geomorfologicznym pokrywy glin i piasków pyłowatych spotyka się zarówno na wierzchołkach, jak i na zboczach. Miąższość pokryw pyłowych nie przekracza zwykle 2 m, maksymalnie osiągając 5 m. Są to zwykle szarobrazowe lub beżowe gliny pyłowate, z licznie występującymi łuskami muskowitu. W osadach występujących w położeniu stokowym często zaznacza się podwyższona zawartość frakcji piaszczystej, a nawet pojedyncze żwiry. Osad przeważnie nie wykazuje wyraźnego warstwowania. Utwory pyłowe były w warunkach peryglacialnych poddane procesom przemarzania, wietrzenia i soliflukcji, stąd znaczna ich część ma charakter osadów lessopochodnych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gliny zwietrzelinowe (eluwialne) i rumosze skalne rozwinęły się zarówno na powierzchniach wychodni skał osadowych w rejonie depresji północnosudeckiej, jak i na skałach krystalicznych metamorfiku kaczawskiego i bazaltach. W osadach tych występują zwykle liczne nieobtoczone okruchy skalne wymieszane z glinami lub zaglinionymi piaskami. Miąższość tych pokryw jest z reguły niewielka i nie przekracza 1 m. Lokalnie pokrywa glin zwietrzelinowych osiąga kilka metrów miąższości. W szczytowych partiach wyższych wzgórz bazaltowych grubookruchowy rumosze skalny tworzy gołoborza. Rumowiska skalne zbudowane z ostrokrawędzistych odłamków bazaltów są najlepiej rozwinięte na stromych stokach Ostrzycy (Baraniecki, 1952; Migoń i in., 2002).

Gliny, piaski i mułki deluwialne tworzą pokrywy w niższych częściach zboczy i w obniżeniach dolinnych o miąższości od kilkunastu cm do kilku metrów. Ich charakter jest bardzo zróżnicowany w zależności od skał, które były materiałem źródłowym. Najczęściej są to gliny piasz-

czyste i piaski gliniaste, rzadziej mułki piaszczyste. W pobliżu wychodni utworów przedkenozoicznych osady deluwialne często zawierają domieszkę gruzu i bloczki pochodzące z tych skał.

c. Holocen

Piaski, żwiry, miejscami mady den dolinnych i tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p.rzeki wyścielają dno doliny Kaczawy, jej dopływów i mniejszych dolinek. Są to zwykle osady piaszczysto-gruzowe, mniej lub bardziej zaglinione. W szerokim równoleżnikowym odcinku doliny Kaczawy osady tarasów zalewowych budują nieco lepiej wysortowane piaski i żwiry akumulowane w czasie lateralnego przesuwania się koryta. Pokrywy aluwialne w niższych partiach biegu potoków zawierają większą domieszkę drobnych frakcji, przybierając postać namulów mineralnych. Osady te są często zaglinione i przy krawędziach dolin zazębiają się z utworami deluwialnymi. W dolinach Kaczawy, Czermnicy i Skory występują pokrywy mad o charakterze mułków i glin piaszczystych z nieregularnie rozmieszczonymi okruchami skalnymi. Miąższość ich może dochodzić do 2m.

Torfy i namuły torfiaste wypełniają niewielkie zagłębienia na powierzchniach pokrytych lessami w północno-wschodniej części obszaru. Osady organiczno-mineralne powstałe na podmokłym terenie rozwinęły się stosunkowo szeroko także w płaskodennych rozszerzeniach doliny jednego z dopływów Czermnicy na wschód od Czapli.

B. TEKTONIKA

Metamorfik kaczawski

W skałach metamorfiku kaczawskiego obserwuje się struktury tektoniczne powstałe jeszcze w paleozoiku. Starsze interpretacje zakładały obecność w nich dużych płaszczowin powstałych podczas orogenezy kaledońskiej lub waryscyjskiej, przy czym kierunek ich przemieszczeń wyznaczano na podstawie asymetrii mezofałdów (m.in. Schwarzbach, 1939; Teisseyre, 1963, 1967; Jerzmański 1965; Oberc, 1972, 1982). Wyróżnione przez Jerzmańskiego (*op.cit.*) w północnym pniu metamorfiku jednostki — płaszczowiny: Złotoryi–Luboradza (najniższa), Chełmca i Rzeszówka–Jakuszowej (najwyższa) powstały jego zadaniem wskutek ruchu mas skalnych ku północy. Baranowski i Haydukiewicz (1970) stwierdzili z kolei południową wergencję mezofałdów i taki też kierunek przemieszczeń. Wajsprych (1974) w obrębie samej jednostki Chełmca wyróżnił mniejsze elementy strukturalne o charakterze łusek: Pomocnego, Stanisławowa i Bogaczowic.

Nowsze badania dowiodły, że struktura kompleksu kaczawskiego została ukształtowana głównie podczas orogenezy waryscyjskiej i nosi cechy pryzmy akrecyjnej złożonej złożonej z jednostek

nasunięciowych: większych, o charakterze płaszczowinowym i mniejszych elementów typu łusek i melanży (Baranowski i in. 1987, 1990; Collins i in., 2000, Seston i in., 2000; Kryza i Muszyński, 2003). Szczegółową analizę strukturalno-kinematyczną tych struktur przedstawił Cymerman (2002), który wyróżnił w metamorfiku kaczawskim jednostki paraautochtoniczne zlokalizowane w części zachodniej i jednostki allochtoniczne w części wschodniej. Według tej hipotezy na obszarze arkusza Złotoryja jednostkami para autochtonicznymi są jednostki Złotoryi–Luboradza i Świerzawy. Na jednostce Złotoryi–Luboradza zalegają nasunięte ze wschodu na zachód ciała melanży, a na nich z kolei jednostki allochtoniczne: Rzeszówka i Chełmca oraz jednostka Jakuszowej. Linia graniczna między jednostkami Rzeszówka i Jakuszowej stanowi część tzw. strefy („linii”) Kaczawy wzdłuż której fragmenty skorupy oceanicznej (m.in. jednostki Dobromierza i Jakuszowej) zostały nasunięte na utwory skorupy kontynentalnej (Cymerman i in., 1997; Collins i in. 2000, Seston i in., 2000). Cymerman (2002) kwestionuje obecność w kompleksie kaczawskim makrofałdów, jak np. siodła Bolków–Wojcieszów (Teisseyre, 1963, 1967), opisanego z południowego pnia metamorfiku, które miały powstać po uformowaniu stosu płaszczowinowego. Zdaniem Cymermana obserwowane dziś strome ustawienie serii skalnych nie jest efektem przefaldowania lecz utworzenia się tzw. ramp bocznych na granicach poszczególnych jednostek o charakterze łusek.

Obserwowany na obszarze arkusza Złotoryja inwentarz mezostruktur w metamorfiku kaczawskim powstał w wyniku deformacji polifazowej (por. Jerzmański, 1965; Wajsprych, 1974; Haydukiewicz, 1977; Cymerman, 2002). Generalnie w warunkach metamorfizmu regionalnego miały miejsce dwie główne fazy deformacji: D1 i D2. Z pierwszą fazą, w warunkach facji zieleńcowej (lokalnie facji łupków glaukofanowych), związany jest rozwój foliacji metamorficznej S1, która jest strukturą złożoną. Najczęściej, jak np. w wielu łupkach metaosadowych foliacja ta jest strukturą naśladowczą względem warstwowania sedymentacyjnego S0, powstała wskutek rozpuszczania pod ciśnieniem składników mineralnych podczas statycznego, grawitacyjnego obciążenia przez nadległe masy skalne. Zwykle w takich przypadkach na powierzchniach foliacji S1 nie spotyka się równoległych z nią struktur liniowych. Istnieją też miejsca gdzie wzdłuż powierzchni granic litologicznych, podczas orogenicznych przemieszczeń nasuwczych doszło do zlokalizowanego ruchu i rozwoju foliacji S1 o charakterze struktur ze ścinania typu S-C (Cymerman, 2002). W skałach pierwotnie warstwowych, poddanych ścinaniu tego typu, doszło do rozerwania i transpozycji fragmentów laminek. W miejscach takich spotyka się śródfoliacyjne, wąskopromienne fałdki F1 oraz dobrze rozwiniętą na powierzchniach foliacji S1 lineację ziarna L1. O skali deformacji ścięciowej fazy D1 świadczą silnie rozciągnięte poduszki w zieleńcach powstałych z law poduszkowych. Struktury liniowe fazy D1 na tym obszarze odznaczają się przeważnie upadami ku NW lub SE, zaś wskaźniki kinematyczne doku-

mentują transport tektoniczny o charakterze nasuwczym ku W lub NW, głównie w reżimie lewoskrętnej transpresji (Cymerman, *op. cit.*).

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

Na obszarze arkusza Złotoryja młodsze etapy deformacji w metamorfiku kaczawskim zaznaczyły się rozwojem fałdków załomowych i kilku systemów spękań i szczelin wypełnionych lokalnie kwarcem, kalcytem lub chlorytem.

Struktury blokowe

Struktury blokowe na obszarze arkusza Złotoryja są związane z rozwojem na podłożu metamorficznym depresji północno-sudeckiej i jej południowo-wschodnich odgałęzień. Główny rys budowy tektonicznej determinuje obecność następujących dyslokacji: uskoku sudeckiego brzeźnego, uskoku Jerzmanic (lokalnie o charakterze inwersyjnym), uskoku Myślinowa oraz uskoków ograniczających rów Świerzawy (Solecki, 1994; Krentz i in., 2000; Cymerman, 2004). Dyslokacje te mają zwykle przebieg NW–SE i są przecinane przez drugorzędne uskoki ukierunkowane SW–NE (*tabl. II*). Wzdłuż systemu tych uskoków, powstałych głównie w dobie ruchów kimeryjskich i alpejskich (laramijskich), ma miejsce zasadniczy podział na widoczne obecnie wyniesione zręby zbudowane ze skał metamorficznych należących do piętra waryscyjskiego oraz relatywnie obniżone rowy, lub półrowy wypełnione skałami pokrywy epiwaryscyjskiej reprezentującymi piętro laramijskie. Do tych ostatnich jednostek zbudowanych z utworów permo-karbonu i mezozoiku należą: półród Lwówka (synkliną Lwówka wg Śliwińskiego i in., 2003), rów Świerzawy, zrąb Płakowic, półród Leszczyny (rów Jerzmanicki wg Milewicza 1964, 1988), oraz fragment synkliny (półrowu) Grodzca. W obrębie tych struktur warstwy na ogół zapadają ku N i NE pod kątami 10–40°, a ich osie lekko zanurzają się ku NW.

Ruchy fazy kimeryjskiej doprowadziły do znaczącego przesunięcia (nawet do 1 km w rejonie Nowego Kościoła) osadów cechsztynu i triasu (pstrego piaskowca) wzdłuż uskoku o przebiegu N–S, co spowodowało, że osady cenomanu leżą na zróżnicowanym podłożu (Milewicz i Kozdrój, 1994).

Ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej kontynuowane były także w czwartorzędzie. Świadczą o tym przede wszystkim zróżnicowane wysokości zalegania serii żwirów i piasków rzecznych z przełomu neogenu i plejstocenu, na który to fakt zwrócił już uwagę Genieser (1936). Nie wykluczone, że na dyslokacji zgodnej z równoleżnikowym odcinkiem Kaczawy pomiędzy Kopaczem a Rokitkami doszło do przemieszczenia rzędu 20 m, już po okresie glacialnym. Przesłanką wskazującą na młode ruchy tektoniczne na tym odcinku jest zróżnicowane położenie osadów zastoiskowych, a także opisywane przez Mastalerza i Wojewodę (1990) uskoki i deformacje o charakterze sejsmitów, jakie powstały w obrębie serii osadów lodowcowych. Autorzy ci w oparciu o badania sedymentologiczne wysunęli również tezę o przesuwczym charakterze uskoku sudeckiego brzeżnego w rejonie Złotoryi, która została zakwestionowana przez Krzyszkowskiego i Migonia (1991).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar arkusza Złotoryja został ukształtowany w ciągu wielofazowej ewolucji obejmującej złożone procesy sedymentacyjno-diagenetyczne, dynamometamorficzne, magmowe, erozyjne i wietrzeniowe. Jej początek datuje się na okres neoproterozoik–dolny ordowik, kiedy to w strefie sakso-turyngijskiej, na północnych peryferiach prakontynentu Gondwany, został ukształtowany orogen kadomski (Franke i Żelaźniewicz, 2000, 2002; Linnemann i in., 2000; Żelaźniewicz 2003). Zakłada się, że ten speneplizowany górotwór, choć bezpośrednio nie udokumentowany na tym terenie, stanowi głębokie podłoże, na którym począwszy od (?) kambru lub ordowiku rozpoczął się nowy cykl sedymentacyjny basenu (metamorfiku) paleozoicznego Gór Kaczawskich (tab. 1). Cykl który trwał do dolnego karbonu i zakończył się orogenezą waryscyjską (Żelaźniewicz, 1997, Żelaźniewicz i in., 1997). Początkowo, na ukształtowanej pasywnej, niewulkanicznej krawędzi kontynentalnej deponowane były osady silikoklastyczne (metałupki i fyllity) o charakterze fliszoidowym, ze znacznym udziałem psammitów i psefitów. Lokalnie zaznaczyła się sedymentacja utworów węglanowych. Wraz z rozciąganiem podłoża kadomskiego następowało stopniowe pogłębianie zbiornika, oddalanie się obszarów alimentacyjnych i inicjacja działalności wulkanicznej przejawiająca się obecnością wkładek tufitowych (fyllity pstre) i intruzjami części bazaltów alkalicznych (sille metadiabazów). Pod koniec ordowiku i w sylurze nastąpił główny etap ryftogenezy, który doprowadził do wytworzenia dna o cechach skorupy oceanicznej zbudowanej z grubych mas bazaltów typu E- i N-MORB tworzących obecnie płyty zieleńców jednostki Jakuszowej. Przykrywające je lokalnie dolnosylurskie, ilaste i krzemionkowe łupki graptolitowe stanowiły osady

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne				
System	Oddział	Piętro	Podpiętro						
	Holocen			Torfy i namuły torfiaste — $_{tnr} Q_h$	Akumulacja osadów organicznych i mineralnych w dnach dolin i zagłębieniach terenu				
				Piaski, żwiry, miejscami mady den dolinnych i tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki — $_{pż} Q_p^{\text{O}}$	Akumulacja osadów rzecznych w dnach dolin				
					Gliny, piaski i mułki deluwialne — $_{gp}^d Q$	Wietrzenie, rozwój pokryw wietrzniowych i stokowych, akumulacja osadów deluwialnych			
					Gliny zwietrzelinowe (eluwialne) i rumosze skalne — $_{g}^z Q$				
					Zlodowacenia północnopolskie			Lessy i gliny lessopodobne — $_l Q_{p^4}$	Wietrzenie mrozowe i procesy eoliczne prowadzące do powstania pokryw pyłowych
								Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki — $_{pż} Q_{p^4}^{\text{O}}$	Akumulacja osadów rzecznych
					Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry		Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 15,0–20,0 m n.p. rzeki — $_{pż} Q_{p^3}^{\text{O}}$	Formowanie się postglacialnego systemu dolinowego, akumulacja osadów rzecznych
								Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż} Q_{p^3}^{\text{O}}$	Akumulacja osadów wodnolodowcowych
								Piaski, żwiry i gazy moren czołowych — $_{pż} Q_{p^3}^{\text{O}}$	
								Piaski i żwiry lodowcowe — $_{pż} Q_{p^3}^{\text{O}}$	Akumulacja osadów glacialnych
Gliny zwałowe — $_{gzw} Q_{p^3}^{\text{O}}$									
Mułki i ropy zastoiskowe — $_{mi} Q_{p^3}^{\text{O}}$	Akumulacja zastoiskowa								
				Mułki, piaski i żwiry rzeczne — $_{mp} Q_{p^{2-3}}^{\text{O}}$	Akumulacja osadów rzecznych				
				Zlodowacenia południowopolskie	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż} Q_{p^2}^{\text{O}}$	Akumulacja osadów wodnolodowcowych			
				Gliny zwałowe — $_{gzw} Q_{p^2}^{\text{O}}$	Akumulacja osadów glacialnych				
Neogen–czwartorzęd	Miocen–plejstocen	Miocen–plejstocen dolny		Żwiry i piaski rzeczne — $_{zp} M - Q_{p^0}$	Transport i akumulacja osadów w środowisku rzeczonym				
Neogen	Miocen			Piaski, mułki, ropy i węgiel brunatny — $_{pm} M$	Akumulacja osadów rzecznych i limnicznych				
Paleogen–neogen				Bazalty — $_{\beta} Pg + Ng$	Aktywność wulkaniczna				
				Brekcje i tufy bazaltowe — $_{bcw} Pg + Ng$					
Paleogen	Oligocen			Gliny zwietrzelinowe (regolity)	Rozmywanie i redepozycja zwietrzelin Wietrzenie chemiczne skał				

K r e d a	Kreda górna	Koniak	Piaskowce ciosowe, drobnoziarniste — $_{pcc}Cr_{cn}$ Piaskowce margliste i margle — $_{pcme}Cr_{cn}$	Sedymentacja morska w basenie epikontynentalnym w strefie przybrzeżnej przy zmianach przebiegu linii brzegowej i poziomu morza. Powstanie czterech poziomów piaskowców ciosowych przedzielanych utworami strefy głębszej lub bardziej oddalonej od brzegu	
		Turon	Piaskowce ciosowe, gruboziarniste (górne) — $_{pcc2}Cr_t$ Piaskowce wapniste — $_{pcw}Cr_t$ Piaskowce ciosowe, gruboziarniste (dolne) — $_{pcc1}Cr_t$		
		Cenoman	Piaskowce margliste i margle — $_{pcme}Cr_c$ Piaskowce ciosowe, gruboziarniste i zlepienie — $_{pcc}Cr_c$		Transgresja morska na zdenudowaną w wyniku procesów egzogenicznych powierzchni podłoża
T r i a s	Trias środkowy	Wapień muszlowy	Wapień muszlowy górny Wapienie piaszczyste, oolitowe — $_{wp}T_{w3}$	Sedymentacja węglanowa (lokalnie ewaporatowa) w epiplatformowym zbiorniku morskim należącym do peryferii zbiornika germańskiego	
		Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny (ret)		Margle i wapienie — $_{mew}T_{p3}$
	Pstry piaskowiec środkowy		Piaskowce kwarcowe — $_{pcQ}T_{p2}$	Sedymentacja w brzeżnej partii basenu śródlądowego w środowisku rzek roztokowych transportujących materiał z południa ku północy z udziałem czynników eolicznych	
	Pstry piaskowiec dolny i środkowy		Piaskowce kwarcowe z wkładkami iłwców — $_{pcQ}T_{p1+2}$		
Trias dolny	Pstry piaskowiec dolny	Piaskowce arkozowe z wkładkami mułowców — $_{pcar}T_{p1}$			
P e r m	Perm górny	Cechsztyń	Cyklotem 3	Piaskowce, łupki ilaste i piaszczyste, ility pstre, ility septariowe i dolomity — $_{pc}Pz3$	Sedymentacja węglanowa i ewaporatowa w brzeżnych partiach basenu małego
			Cyklotem 1	Zlepienie, margle, wapienie, wapienie dolomityczne i dolomity — $_{zc}Pz1$ Wapienie — $_{w}Pz1$	Transgresja morska w peryferyjnych częściach polsko-niemieckiego basenu cechsztyńskiego
	Perm dolny i środkowy	Czerwony spągowiec	Czerwony spągowiec górny	Piaskowce i zlepienie — $_{pczc}P_{cs3}$ Zlepienie i piaskowce — $_{zpc}P_{cs3}$	Sedymentacja śródlądowa w basenach śródgórskich, erodowanie pokryw wulkanicznych
			Czerwony spągowiec dolny	Ryolity — $_{\lambda}P_{cs1}$ Tufy ryolitowe — $_{tfl}P_{cs1}$ Zlepienie, piaskowce i łupki ilasto-piaszczyste — $_{zpc}P_{cs1}$ Andezyty bazaltowe i trachyandezyty — $_{\alpha\beta}P_{cs1}$ Piaskowce i mułowce — $_{pcmc}P_{cs1}$ Łupki ilaste i piaskowce z wkładkami iłwców wapienistych — $_{tipc}P_{cs1}$	Intensywny, bimodalny wulkanizm, sedymentacja w basenach śródgórskich: rzeczna i limniczna w warunkach klimatu pustynnego

K a r b o n	Karbon górny		Zlepieńce i piaskowce arkozowe — $_{zc} C_3$ Piaskowce, zlepieńce i mułowce — $_{pzc} C_3$	Sedymentacja w obrębie młodych zapadlisk tektonicznych — środowisko stożków napływowych, dolin rzek roztokowych i jeziorzysk
	Karbon dolny		Fyllity (metaiłowce i metamułowce) z wkładkami łupków szarogłazowych kwarcytowych (asocjacja fliszu normalnego) — $_{flsz} C_1$ Fyllity (metaiłowce i metamułowce, lokalnie meta-piaskowce) — $_f C_1$	Akumulacja klastycznych skał osadowych typu fliszu normalnego związana z ruchami orogenicznymi Akumulacja klastycznych skał osadowych na niestabilnym tektonicznie stoku pomorskim; grawitacyjne ruchy masowe, powstanie synoro-genicznych melanży sedymentacyjno-tektonicznych
Dewon			Fyllity serycytowo-kwarcowe (metamułowce) i łupki serycytowo-kwarcowe z przewarstwieniami kwarcytów — $_{fScQ} D$	Akumulacja skał klastycznych w warunkach litoralnych i nerytycznych
Sylur			Łupki grafitowe (metaiłowce), łupki krzemionkowe i lidyty (łupki graptolitowe) — $_{lGf} S$ Zieleńce i łupki zieleńcowe (metabazyty typu E- i N-MOBR) — $_{złz} S$	Sedymentacja pelagiczna w otwartym basenie morskim Aktywność wulkaniczna, powstanie skorupy o cechach dna oceanicznego
	Ordowik-sylur		Diabazy (metabazyty alkaliczne) — $_{\beta'} O - S$	Aktywność wulkaniczna: intruzje alkalicznych, zasadowych skał wulkanicznych
O r d o w i k			Fyllity (metamułowce i metaiłowce, lokalnie meta-tufity) — $_f O$ Łupki kwarcytowe i kwarcyty, lokalnie gruboziarniste — $_{lkw} O$ Łupki serycytowe i kwarcowo-serycytowe oraz fyllity — $_{lSc} O$ Łupki serycytowo-kwarcowe, miejscami łupki kwarcowo-skaleniowe (metapiaskowce, metamułowce i metaiłowce) — $_{fScQ} O$	Aktywność w zbiorniku morskim pierwotnych, klastycznych skał osadowych metamorfiku kaczawskiego, towarzysząca lokalna działalność wulkaniczna i depozycja utworów piroklastycznych

facji hemipelagicznej deponowane w warunkach redukcyjnych w dużym oddaleniu od obszarów lądowych. W dewonie trwała spokojna sedymentacja silikoklastyczna mułowców, iłowców i skał krzemionkowych. W dolnym karbonie wśród osadów ilasto-mułowcowych pojawiają się większe przeławienia piaszczysto-szarogłazowe zwiastujące zmianę środowiska sedymentacji wywołaną nadciągającym, waryscyjskim frontem orogenicznym. Wraz z pojawieniem się pierwszych ruchów tektonicznych powodujących deformację dna zbiornika te najmłodsze i najmniej skonsolidowane osady podlegały grawitacyjnym ruchom masowym powodując uformowanie się ciał melanży z Różanej, Rzeszówka, Stanisławowa, Złotoryi i Janówka.

W czasie orogenezy waryscyjskiej, heterogenicznej w czasie i przestrzeni, nastąpiła deformacja i regionalny metamorfizm utworów basenu paleozoicznego. Na całym obszarze Sudetów nastąpiło litosferyczne skrócenie, sektorowe zamykanie basenu i w końcu utworzenie pryzmy akrecyjnej (Aleksandrowski i in., 1997; Cymerman i in., 1997; Franke i Żelaźniewicz 2000, 2002; Seston i in., 2000;

Kozdrój i in. 2001; Aleksandrowski i Mazur 2002; Żelaźniewicz, 2003). W sensie paleogeograficznym procesy te wiązane są z kolizją terranów środkowoeuropejskich: Sakso-Turyngii, Bohemii i Moldanubii z Avalonią (Franke, 2000; Winchester i in., 2002).

W metamorfiku Gór Kaczawskich nie prowadzono do tej pory badań geochronologicznych umożliwiających dokładne, czasowe określenie etapów metamorfizmu waryscyjskiego. Można hipotetycznie założyć, nawiązując w pewnym stopniu do procesów zarejestrowanych w podłożu kadomskim, że nieliczne, starsze przejawy facji łupków glaukofanowych i młodszego, powszechnego metamorfizmu zieleńcowego w Górach Kaczawskich (Kryza i in., 1990) datują się na górny dewon–dolny karbon. Niemniej postulowany wizeński wiek najmłodszych utworów w metamorfiku kaczawskim (Chorowska i Sawicki 1975; Chorowska, 1978), wyznacza górną granicę czasu sedymentacji w tym basenie, po której nastąpiło jego ostateczne zamknięcie, sfałdowanie i wydzwignięcie.

Styl deformacji metamorfiku kaczawskiego nosi cechy płytkiej tektoniki „naskórkowej” (ang. *thin-skin tectonics*) typowej dla imbrykacyjnych pasm fałdowo-nasunięciowych. Relikty metamorfizmu wysokociśnieniowego znajdowane tylko w skałach wulkanicznych południowego pnia kompleksu kaczawskiego wskazują na krótkotrwałe i bardzo ograniczone przestrzennie oddziaływanie wysokich ciśnień. Utworzenie przyzmy akrecyjnej odbywało się głównie poprzez rozwój nasunięć i spiętrzanie poszczególnych łusek w kierunku ze wschodu na zachód w warunkach facji zieleńcowej. Czas ustania dynamometamorfozy wyznacza pośrednio pojawienie się pni i żył ryolitowych nie wykazujących przejawów deformacji. Oznaczenia izotopowe wieku jednego z takich ciał — masywu Żeleźniaka (na arkuszu Wojcieszów SMGS 1:25 000) — z wynikiem około 315 mln lat (Machowiak, *vide* Kryza i Muszyński, 2003) wskazuje na namur jako koniec ruchów orogenicznych.

W finalnej fazie spiętrzania waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej rozpoczęło się grawitacyjne odciążenie górotworu przejawiające się powstaniem ekstensyjnych stref ścinania i uskoków normalnych.

Na obszarze arkusza Złotoryja procesy poorogenicznej ekstensji i erozji rozpoczęły się w górnym karbonie i doprowadziły do uformowania basenu niecki północnosudeckiej (Milewicz, 1968). Sedymentacja w tym basenie w okresie od karbonu (stefanu) po perm (czerwony spągowiec) oraz w triasie dolnym miała charakter lądowy, natomiast w permie górnym (cechsztyn), triasie środkowym i kredzie górnej — morski.

Sedymentacja osadów klastycznych od karbonu po środkowy trias odbywała się w sposób cykliczny. W stefanie i czerwonym spągowcu (formacje ze Świerzawy, z Wielisławki, z Płóczek) trwała akumulacja kontynentalnych osadów klastycznych (fluwio-limnicznych), reprezentowanych głównie przez piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce. W wyższej części czerwonego spągowca dolnego nastąpiły intensywne ruchy tektoniczne, które doprowadziły do powstania licznych głębokich spękań

i w konsekwencji do powtarzających się wylewów lawowych i podrzędnie intruzji subwulkanicznych, których pozostałością są trachyandezyty, andezyty oraz ryolity i tufy ryolitowe.

Postępująca denudacja i obniżanie się obszaru doprowadziły do transgresji morskiej w okresie cechsztynu i powstania płytkiego zbiornika morskiego, będącego brzeżną częścią basenu cechsztyńskiego. Sedymentacja w strefie litoralnej i nerytycznej spowodowała akumulację osadów zarówno klastycznych (zlepieńce, piaskowce), jak i węglanowych (wapienie, dolomity).

Po wycofaniu się zalewu cechsztyńskiego ponownie nastąpiła akumulacja osadów kontynentalnych (w klimacie suchym i ciepłym) triasu dolnego (formacja z Radłówki), głównie piaskowców powstałych w środowisku piaszczystych rzek roztokowych, a częściowo w warunkach eolicznych (Raczyński i in., 1998). Następnie, w okresie retu (trias środkowy — formacja z Raciborowic), ponownie na ten obszar wkroczyło morze, co spowodowało depozycję warstw wapieni i margli.

Po długim okresie przerwy sedymentacyjnej trwającej około 100 mln lat (Śliwiński i in., 2003), nastąpiła transgresja morska i rozpoczęła się sedymentacja utworów kredy górnej (formacja z Rakowic Wielkich). Utwory te reprezentowane są przez osady silikoklastyczne (piaskowce) i węglanowe (margle, wapienie) typowe odpowiednio dla brzeżnych i głębszych partii zbiornika. Sedymentacja morza górnokredowego została przerwana przez alpejskie (laramijskie) ruchy tektoniczne o charakterze blokowym, które doprowadziły do generalnego wydzwignięcia obszaru i silnego zuskokowania mas skalnych.

W paleogenie warunki klimatyczne sprzyjały głębokiemu chemicznemu wietrzeniu skał. Procesy chemicznego wietrzenia kontynuowane były także w miocenie. W górnym miocenie ilaste produkty wietrzenia wynoszone były przez rzeki i osadzone w basenie sedymentacyjnym formacji poznańskiej na przedpolu Sudetów. W paleogenie zapoczątkowana została w rejonie Sudetów Zachodnich i ich przedgórze aktywność wulkaniczna, której przejawy na tym obszarze kontynuowane były do górnego miocenu. W neogenie dawny Bóbr płynący pierwotnie podobnie jak dzisiaj ku północy powyżej Lwówka Śląskiego zmienił swój bieg i skręcił ku północnemu wschodowi płynąc w kierunku Złotoryi. Rzeka ta transportowała w rejon Złotoryi materiał z obszaru masywu karkonosko-izerskiego.

W zlodowaceniach południowopolskich po raz pierwszy na obszar przedpoła Sudetów dotarł skandynawski lądolód, po którym pozostały gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe. Brak zapisu stratygraficznego w postaci osadów z okresu interglacjału wielkiego, każe przypuszczać, że dominowała wówczas erozja i denudacja, która doprowadziła do częściowego usunięcia starszych utworów glacialnych. W czasie zlodowacenia Odry lądolód nie objął już prawdopodobnie całego obszaru arkusza, docierając do linii wyznaczonej rzędą 330-350 m n.p.m. Uformowały się wówczas pokrywy glin zwałowych, osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych. W czasie kolejnych zlodowaceń lądolody nie docierały już na ten obszar. Okresy glacialne sprzyjały zasypywaniu dolin rzecznych. Jeszcze w czasie zlodowaceń środkowopolskich uformował się poziom tarasów rzecznych 40 m n.p.rzeki, a w stadiale

głównym zlodowaceń północnopolskich powstało zasypanie osadami rzecznyymi do poziomu tarasów nadzalewowych 1,5–6 m n. p. rzeki. W zimnych okresach powstawały również pokrywy gruzowe i deluwialne na stokach oraz pokrywy glin pylastych o genezie eolicznej. W okresie holocenu uformował się najniższy zalewowy poziom dolinny. Na nieco mniejszą skalę kontynuowany był rozwój pokryw deluwialnych. W płaskodennych podmokłych dolinach następowała akumulacja namulów torfiastych.

IV. PODSUMOWANIE

Na bazie studium literatury i materiałów archiwalnych, przy ograniczonych pracach terenowych, dokonano syntezy i reinterpretacji obrazu geologicznego dla arkusza Złotoryja. Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000.

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

Rozpoznanie wiertnicze skał krystalicznych na omawianym obszarze jest także słabe. Brak głębokich otworów badawczych powyżej 1 km nie daje podstaw do weryfikacji hipotez tektonicznych np. odnośnie obecności i charakteru podłoża kadomskiego, struktury ciał melaży, czy też architektury pryzmy akrecyjnej Gór Kaczawskich. Nowe prace wiertnicze przyczyniłyby się również do ewentualnego odkrycia złóż kruszców, np. złota rodzimego, które stanowiło złożę pierwotne dla znanych z okolic Złotoryi koncentracji złota rozsypiskowego w piaskach kenozoicznych.

Skały permokarbońskie i mezozoiczne są stosunkowo dobrze rozpoznane, głównie dzięki dość licznym otworom wiertniczym wykonanym w celu poszukiwań złóż miedzi.

Rozpatrując stan rozpoznania budowy geologicznej utworów kenozoicznych od czasu wydania arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów dla tego obszaru można stwierdzić, że największy postęp wiedzy dokonał się w zakresie rozpoznania stratygrafii i litologii wulkanitów. Poszerzeniu uległa także wiedza o litologii neogeńskich i wczesnoczwartorzędowych serii rzecznych, chociaż nieodzowne są dalsze badania nad tymi osadami, które pozwolą wyjaśnić między innymi kwestię zróżnicowanego wysokościowo położenia preglacjalnych utworów rzecznych. Generalnie jednak stan rozpoznania kenozoicznych formacji osadowych jak na obecne możliwości badawcze można określić jako niezadowalający. Wynika to przede wszystkim z braku możliwości weryfikacji archiwalnych materiałów w oparciu o kartograficzne prace terenowe ukierunkowane na rozwiązanie konkretnych

problemów, z odpowiednio zaprojektowanymi badaniami geofizycznymi, wierceniami badawczymi i pracami ziemnymi. Brak jakichkolwiek bezpośrednio datowanych reperów stratygraficznych powoduje, że stratygrafia osadowych skał kenozoicznych na obszarze arkusza Złotoryja opiera się na bardzo ogólnych schematach regionalnych. Problem ten dotyczy różnowiekowych serii rzecznych oraz lodowcowych. Prawie dla wszystkich kenozoicznych serii osadowych podstawowym kryterium ustalania wieku było jedynie ich wzajemne położenie i pionowy zasięg. Tylko nieliczne serie osadowe mogły zostać skorelowane na podstawie litostratygrafii. Brak jest kompleksowych badań sedimentologicznych, które pozwoliłyby odtworzyć środowiska transportu i depozycji osadów.

Istotne znaczenie będzie miało także zbadanie jaki charakter i wielkość miały kenozoiczne ruchy tektoniczne na tym obszarze.

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

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego
w Warszawie

LITERATURA

- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**, 5: 727–739.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000 — The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **90**: 127–146.
- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. W: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., (red.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, **201**: 237–277.
- Awankiewicz M., 2003 — Petrogenesis of the Permian intermediate volcanic suite of the North-Sudetic basin, SW Poland.: Fractional, replenishment and assimilation in crustal magma chambers. *Pol. Tow. Miner., Pr. Spec.*, **23**.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięgi lądolodów plejstoceńskich i deglacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**: 9–27.
- Badura J., Pecskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005a — New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica Et Geomaterialia*, **2**, 3: 7–15.
- Badura J., Przybylski B., Farbisz J., Zuchiewicz W., 2005b — Przebieg polskiego segmentu sudeckiego uskoku brzeżnego: kontrowersje i fakty. W: Zuchiewicz W., Przybylski B., Badura J. (red.), 2005. Mater. VI Ogólnopolskiej Konferencji “Neotektonika Polski” Aktywne uskoki Europy Środkowej. Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Oddz. Dolnośląski P.I.G., ING UJ, Galicia T. Group, Wrocław: 43–57.

- Bakun-Czubarow N., Białowolska A., 2003 — Gabbroic enclaves from basaltoids of the Lubań And Złotoryja regions, Lower Silesia. *Pol. Tow. Mineral., Pr. Spec.*, **23**: 32–34.
- Banaś J., Grodzicki A., Salamon W., 1985 — Mineralogic-Geochemical characterization of detrital native gold from the vicinity of Złotoryja and Wądroże Wielkie, Lower Silesia, SW Poland, *Miner. Pol.*, **16**, 1: 97–106.
- Baraniecki L., 1952 — Gołoborza Ostrzycy i Sobótki. *Czas. Geogr.*, **21/22**: 439–440.
- Baranowski Z., 1975 — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sud.*, **10**, 1: 119–151.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1970 Preliminary note on structure in the northern trunk of the Góry Kaczawskie. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. Geogr.*, **18**, 1: 43–50.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1977 — Różana; Brekcje sedimentacyjne. W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedimentologii i tektoniki metamorfizmu kaczawskiego. *Mat.Konf. Teren., Złotoryja. U Wrocław, Wrocław*, 50–54.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1982 Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych metamorfizmu Gór Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, **341**, 141–156.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1987 — Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedimentacji i wulkanizmu. W: *Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wałbrzych*: 61–73.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990 — Outline of the Geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrb. für Geol. und Paläont., Abh.*, **179**, 2–3: 223–257.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1998 — Litolgia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geol.Sudet.*, **31**, 1: 33–59.
- Baranowski Z., Urbanek Z., 1972 — Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, **20**, 3: 211–216.
- Białowolska A., 1993 — Enklawy w bazaltoidach wzgórz Łysanka i Trupień (Dolny Śląsk). *Arch. Miner.*, **49**, 2: 145–197.
- Białowolska A., 1980 Geochemiczna charakterystyka niektórych bazaltoidów Dolnego Śląska i ich ultramafitowych enklaw. *Arch. Mineral.*, **36**: 107–163.
- Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce – Warszawa 2006
- Birkenmajer K., Jerzmański J., Nairn M., 1970 — Studia paleomagnetyczne skał polskich. IV. Kenozoiczne bazalty Dolnego Śląska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **40**, 1: 31–61.
- Birkenmajer K., Pecskey Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagórz 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.
- Błajda, R., Górecki J., 1995 — Dodatek do dokumentacji geologicznej złoża rud miedzi „Lena” (opracowania geologicznego złoża miedzi rejon Wilków Złotoryjski w kat. A+B+ C1+C2). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Bobinski W., Gawlikowska M., Koźma, J., 2004a — Mapa geosrodowiskowa Polski 1: 50 000, ark. Złotoryja. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.

- Bobiński W., Gawlikowska M., 2004b — Objasnienia do Mapa geosrodowiskowej Polski 1: 50 000, ark. Zlotoryja. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bossowski A., Bałazińska J. 1982 — Ewolucja tektoniczno-strukturalna synlinorium północnosudeckiego. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 163–167.
- Brause H., 1965 — Zu Problemen der regionalgeologischen Entwicklung im Altpaläozoikum der Gory Kaczawskie (Bober-Katzbach-Gebirge). *Geologie*, **14**, 2: 137–144.
- Chorowska M., 1978 — Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 2: 245–261.
- Chorowska M., Sawicki L., 1975 — O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich. *Kwart. Geol.*, **19**, 2: 261–276.
- Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981 — Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). *Kwart. Geol.*, **25**, 2: 243–264.
- Chrzastek A., 1995 — Wapień muszlowy w Jerzmanicach Zdroju. *Acta Univ. Wratisl.*, **1607**, Pr. Geol.-Miner., 44: 61–92.
- Chrzastek A., 2002 — Stratygrafia i warunki sedimentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *Acta Univ. Wrats. Pr. Geol. Miner.*, **73**.
- Collins A.S., Kryza R., Zalasiewicz J.A., 2000 — Macrofabric fingerprints of Late Devonian – Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sudetes. *Journal of the Geological Society*, **157**: 283–288.
- Cwojdzinski S., Jodłowski S., 1982 „Plamowe” koncentracje bazaltowe Masywy Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 203–222.
- Cymerman 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.
- Cymerman Z., Piasecki M. A, Seston R., 1997 — Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 717–725.
- Dumanowski B., 1961 — Zagadnienie dwudzielności moren czołowych w Sudetach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4: 403–411.
- Dyjor S., 1966a — Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części Dolnego Śląska. W: Z geologii Ziemi Zachodnich: 317–318. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Dyjor S., 1966b — Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, **14**, 11: 478–480.
- Dyjor S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–833.
- Dyjor S., 1987 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (A. Jahn, S. Dyjor, red.), Mat. Konf.: 85–101. Ossolineum, Wrocław.
- Dyjor S., 1992 — Rozwój sedimentacji i przebieg przeobrażeń osadów w basenie serii poznańskiej w Polsce. *Acta Univ. Wratisl.*, 1354 Pr. Geol.-Miner., **26**: 3–18.
- Dyjor S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, **64**: 25–41.

- Dziedoński T., 1972 — Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do połowy XX wieku. Ossolineum, Wrocław. 420 ss.
- Fedak J., Lindner M., 1966 — Metalogeneza Sudetów. Wyd. Geol., Warszawa. 315 ss.
- Franke W., 2000 — The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *In: Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner, D. (red.) — Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc., Spec. Publ., 179: 35–62.*
- Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S., Wajsprych B., 1993 — Saxothuringian zone in Germany and Poland: differences and common features. *Geol. Rundsch., 82, 3: 583–599.*
- Franke W., Żelaźniewicz A., 2000 — The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *W: Franke W., Haak V., Oncken, O. & Tanner, D. (red.): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, 63–86.*
- Franke W., Żelaźniewicz A., 2002 — Structure and evolution of the Bohemian Arc. *In: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., (red.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geol. Soc., Spec. Publ., 201: 279–293.*
- Frąckiewicz W., 1958 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Świerżawa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Froehlich B., Urbanek Z., Schneider W., 1991 — Shallow-water carbonates in the Ordovician turbiditic slates of the Góry Kaczawskie, Sudetes (SW Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 1: 31–47.*
- Furnes, H., Kryza, R., Muszyński, A., Pin, CH., Garmann, L.B., 1994 — Geochemical evidence for progressive, rift-related early Palaeozoic volcanism in the western Sudetes. *J. Geol. Soc., 151, 1: 91–109.*
- Genieser K., 1936 — Studien zur Diluvialgeschichte des Boberkatzbach Gebirges und seiner Flüsse. Heiner.-Wilh.-Dove-Gesellschaft: 1-47.
- Grocholski A., Jerzmański J., 1975 — Zabytki paleowulkanizmu na Dolnym Śląsku w świetle ochrony przyrody. *Ochr. Przyr., 40: 291–349.*
- Grabowski J., Badura J., Przybylski B., 2005 — Paleomagnetyzm i geochemia bazaltów kenozoicznych na Dolnym Śląsku. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol, Oddz. Dolnośl., Wrocław.*
- Grodzicki A., 1963 — Piaski złotożółte okolic Złotoryi. *Arch. Miner., 24, 2: 239–289.*
- Grodzicki A., 1969 — Geneza i skład piasków złotożółtych okolic Lwówka Śląskiego – Bolesławca. *Acta Univer. Wratisl., 86, Pr. Geol.- Miner., 2: 99–131.*
- Grodzicki A., 1972 — Petrografia i mineralogia piasków złotożółtych Dolnego Śląska. *Geol. Sudet., 6: 233–291.*
- Grodzicki A., 1998 — Litostratygrafia, petrografia i mineralogia kenozoicznych piasków złotożółtych Dolnego Śląska. *Fizykochemiczne Problemy Mineralurgii, 32: 31–41.*
- Gunia T., 1962 — Cechsztyń synkliny leszczyńskiejskiej. *Biul. Inst. Geol., 173: 57–99.*
- Gunia T., 2000 — Odkrycie relikwów fauny i flory w „kwarcytach” z tarczyna k. Wlenia w Górach Kaczawskich i problem ich wieku (informacja wstępna). *Prz. Geol., 48, 8: 694–697.*
- Gürich G., 1882 — Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Thonschieferformation. *Z. Deutsch. Geol. Ges., 34: 691–734.*
- Haydukiewicz A., 1977 — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet., 12, 1: 7–68.*

- Haydukiewicz A., 1987a — Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczańskim. W: Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wałbrzych: 95–106.
- Haydukiewicz A., 1987b — Melanże Gór Kaczańskich. W: Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wałbrzych: 106–114.
- Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1986 — Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części Bolkowa (Góry Kaczańskie). *Geol. Sudet.*, **21**, 2: 185–196.
- Hirschmann G., 1966 — Assynthische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz (unter spezieller Berücksichtigung der Geologie des östlichen Görlitzer Schiefergebirges). *Freiberger Forschungshefte, C 212, Geologie*, 146 pp.
- Hundt R., 1922 — Beiträge zur Kenntnis der Graptolithen-fauna Deutschlands (westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). *Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd.*, **41**: 148–207.
- 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., 1966a — Sudety Zachodnie i ich przedpole. W: Golachowski S., Jahn A., Walczak W. (red.): IX Ogólnopolski Zjazd Pol. Tow. Geograf. Przewodnik wycieczkowy. Pol. Tow. Geol, Oddział Wrocław: 4–45.
- Jahn A., 1966b — Pogórze Kaczańskie. W: Golachowski S., Jahn A., Walczak W. (red.): IX Ogólnopolski Zjazd Pol. Tow. Geograf. Przewodnik wycieczkowy. Pol. Tow. Geol, Oddział Wrocław.
- Jerzmański J., 1958 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Złotyryja. Inst. Geol., Warszawa.
- Jerzmański J., 1965 — Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczańskich i ich wschodniego przedłużenia. *Biul. Inst. Geol.*, **185**: 109–168.
- Jerzmański J., 1974 — Główne dyslokacje sudeckie i ich znaczenie w metalogenezie rejonu dolnośląskiego. *Kwart. Geol.*, **18**, 4: 684–688.
- Jerzmański J., Walczak-Augustyniak, M., 1993 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Krotoszyce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jerzmański J., Walczak-Augustyniak, M., 1994 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Krotoszyce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Karnkowski P., 1981 — Obecny podział stratygraficzny czerwonego spągowca w Polsce i propozycje jego sformalizowania. *Kwart. Geol.*, **25**, 1, 59–66.
- Kida J., Jary Z., 2003 — Lessy Pogórza Kaczańskiego. *Przyroda Sudetów Zachodnich*, **6**: 211–222.
- Kondracki J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN., Warszawa.
- Kornaś I., 1974a — Stratygrafia utworów syluru z obszaru Gór Kaczańskich i bloku przedsudeckiego na podstawie fauny graptolitowej. Sylur z rejonu Bolkowa i Wlenia. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław.*
- Kornaś I., 1974b — Stratygrafia utworów syluru z obszaru Gór Kaczańskich i bloku przedsudeckiego na podstawie fauny graptolitowej. Sylur z rejonu Świerzawy. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław.*
- Kornaś I., 1974c — Fauna graptolitowa najniższego syluru w rejonie Krępnicy (Dolny Śląsk). W: *Mat. I Kraj. Konf. Nauk. Paleontologów. Wrocław.*
- Kornaś I., 1975 — Litostratygraficzny profil syluru w rejonie Świerzawy. *Kwart. Geol.*, **19**, 4: 922–923.
- Kornaś I., 1977 — Problemy litostratygraficzne dolnego syluru w Sudetach Zachodnich. *Kwart. Geol.*, **21**, 2: 388–389.

- K o s t y l e w , J., 2005 — Mélange and metamudstones from Stanisławów (Kaczawa complex, Sudetes): selected petrological aspects. *Pol. Tow. Miner., Pr. Spec.*, **26**.
- K o z d r ó j , W., S k o w r o n e k , A., 1999 — Early Palaeozoic lithostratigraphy of the Góry Kaczawskie (Mts) metamorphic complex. W: *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geowissenschaften e.V.*, 206 (Brause & Hoth) Eds.: Tagungsband zur 8. Jahrestagung in Görlitz 1999 zum Hauptthema „Westsudeten“, Görlitz 24.–28.9., 88–97, Berlin.
- K o z d r ó j W., K r e n t z O., O p l e t a l M., 9 (eds.) 2001 — Comments on the Geological Map Lausitz-Jizera-Karkonosze (without Cenozoic sediments) 1:100 000. Państw. Inat. Geol., Warszawa: ss. 64.
- K o z ł o w s k a - K o c h M., 1987 — Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. *Arch. Mineral.*, **42**, 1: 43–91.
- K o z ł o w s k i S., P a r a c h o n i a k W., 1967 — Wulkanizm permski z depresji północnosudeckiej. *Pr. Muzeum Ziemi*, **11**: 387–388.
- K r e n t z , O., W a l t e r , H., B r a u s e , H., H o t h , K., K o z d r ó j , W., C y m e r m a n , Z.; O p l e t a l , M., M r á z o v á , Š., 2000 — Mapa Geologiczna Lausitz-Jizera-Karkonosze 1 : 100 000 (bez osadów kenozoicznych). Freiberg, Warszawa, Praha.
- K r y z a , R., 1993 — Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. *Acta Univ. Wratisl.*, **1546**, *Pr. Geol.-Miner.*, 39: 1–139.
- K r y z a R., M u s z y ń s k i A., 1987 — Serie metawulkanogeniczne Gór Kaczawskich: stan badań, problemy petrologii, wieku i pozycji paleotektonicznej. W: *Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wałbrzych: 82–89.
- K r y z a R., M u s z y ń s k i A., 1988 — Metamorphosed diabasic sill – sediment complex from Wojcieszów: Mineralogical and geochemical evidence of Lower Paleozoic early-stage rifting in the Western Sudetes, SW Poland. *Mineralogia Polonica*, **19**, 1: 3–18.
- K r y z a R., M u s z y ń s k i A., V i e l z e u f D., 1990 — Glaucophane-bearing assemblage overprinted by greenschist-facies metamorphism in the Variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. *J. Met. Geol.*, **8**: 345–355.
- K r y z a R., M u s z y ń s k i A., 1992 — Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: Outline geology. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**, 117–140.
- K r y z a R. M u s z y ń s k i A., 2003 — Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich – fragment waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej. W: *Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.): Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzęd.* *WIND*: 95–105.
- K r y z a R., K o s t y l e w J., Z a l a s i e w i c z J., 2003 — Melanż z Rzeszówka. W: *Przewodnik do wycieczek 74 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, *WIND*.
- K r z y s z k o w s k i D., M i g o ń ., 1991 — Stożek aluwialny pre-Kaczawy — przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety: dyskusja. *Prz. Geol.*, **39**, 9: 404–407.
- L i n n e m a n n U.-G., G e h m l i c h M., T i c h o m i r o w a M., B u s c h m a n n B., N a s d a l a L., J o n a s P., L ü t z n e r H., B o m b a c h K., 2000 — From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (central European Variscides, Germany). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **179**: 131–153.
- Ł a c k a B., 1972 — Charakterystyka petrograficzna metapselitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia. *Geol. Sudet.*, **7**: 189–208.

- Maciejak K., Migoń P., 1995 — Rzeźba krawędziowa Pogórzy: Izerskiego i Kaczawskiego. *Chrońmy Przyrodę Ojczyzną*, **45**, 4/5: 73–81.
- Mastalerz K., 1990 — Lacustrine successions in fault bounded basins: 1. Upper Anthracosia Shale (Lower Permian) of the North Sudetic Basin, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **60**, 1–4:75–106.
- Mastalerz K., Wojewoda J., 1990 — Stożek aluwialny pre-Kaczawy — przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety. *Prz. Geol.*, **38**, 9, 363–370.
- Mastalerz K., Raczyński P., 1993 — Litostratygrafia i ewolucja północnosudeckiego w karbonie i permie. W: Mastalerz K., i in., (red.) – Baseny sedymentacyjne: procesy, osady, architektura. 2 Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Przewodnik: 90–97.
- Michniewicz M., 1999 — The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geol. Sudet.*, **31**, 2: 317–328.
- Michniewicz M., 2002 — Czwartorzędowe doliny kopalne w Sudetach Zachodnich i stan ich rozpoznania hydrogeologicznego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **403**: 63–1.
- Migoń P., 1999 — Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie). *Prz. Geol.*, **47**, 10: 946–950.
- Migoń P., Maciejak K., Zygmunt M., 2002 — Peryglacjalne elementy rzeźby neków bazaltowych Pogórza Kaczawskiego i ich znaczenie dla rekonstrukcji pionowego zasięgu lądolodu. W: II Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne „Peryglacjal plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski”. Jodłowy Dwór pod Świętym Krzyżem, 9–11.05.2002, Kielce: 37–38.
- Milewicz J., 1964 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Lwówek Śląski. Inst. Geol., Warszawa.
- Milewicz J., 1968 — The geological structure of the North Sudetic Depression. *Biul. Inst. Geol.*, **227**: 15–55.
- Milewicz J., 1985 — Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. *Prz. Geol.*, **33**, 7: 385–390.
- Milewicz J., Frąckiewicz W., 1988 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Wleń. Inst. Geol., Warszawa.
- Milewicz J., Jerzmański J., 1959 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Pielgrzymka. Inst. Geol., Warszawa.
- Milewicz J., Kozdrój W., 1994 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Proboszczów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Milewicz J., Górecka T., 1965 — Wstępne uwagi o karbonie w depresji środsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **9**, 1.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski. **4**, Tektonika. 2. Inst. Geol., Warszawa: 307 ss.
- Oberc J., 1982 — Rozwój warwycydów południowej części strefy kaczawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 37–54.
- Oberc J., Dyjor S., 1969 — Uskok sudecki brzeżny. *Biul. Inst. Geol.*, **236**: 124–142.
- Oberc-Dziedzic T., Oberc J., 1972 — Wspólne elementy serii łupków proterozoicznych w bloku izerskim wschodnich Karkonoszy i Górach Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, **259**: 93–151.
- Peryt T.M., 1978 — Zarys stratygrafii cechsztynu niecki północnosudeckiej. *Kwart. Geol.*, **22**, 1, 59–82
- Peryt T.M., 1981 — Cechsztyń w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.* **25**, 1, 75–91

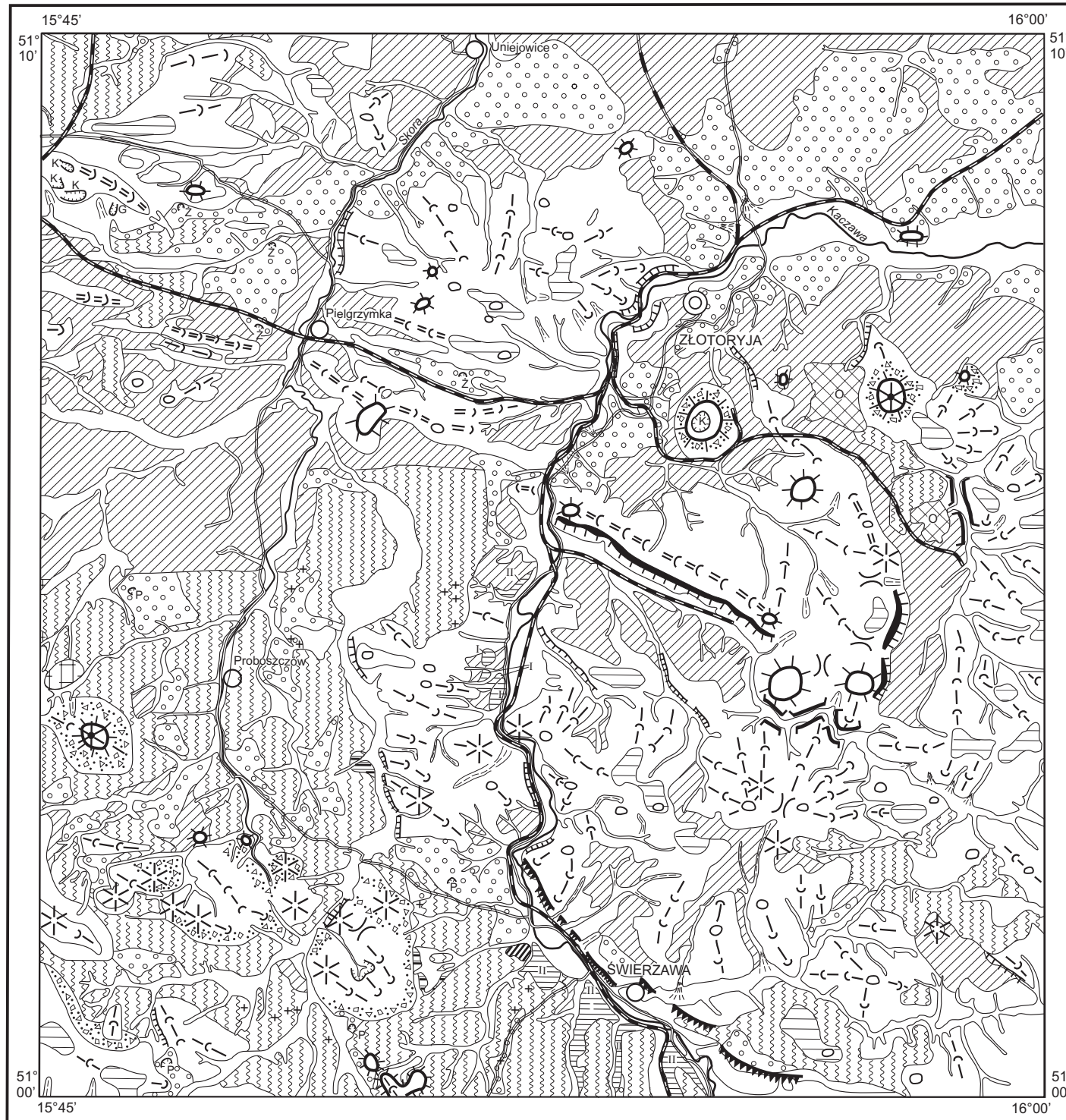
- Piasecki H., 1961a — Stratygraphy of quaternary deposits in the Kaczawa Foreland. *Zesz. Nauk. Univ. Wrocl., Seria B*, **8**: 93–112.
- Piasecki H., 1961b — The Kaczawa upland the edge of the Sudetes in the Złotoryja region. Guide-Book of Excursion B. The Sudetes. INQUA, VI-th Congress, Łódź: 41–47.
- Quiring H., 1914 — Über das Goldvorkommen bei Goldberg in Schlesien u. seine bergmännische Gewinnung im 13. u. 14. Jahrhundert. *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult.*, **91**: 56–89.
- Quiring H., 1919 — Die Geschichte des Goldbergbaues bei Goldberg in Schlesien und der Versuche seiner Wiederaufnahme bis zum Jahre 1740. *Z. Berg-, Hütt.-u. Salinenw.*, **67**: 266–283.
- Raczyński P., Kurowski L., Mastalerz K., 1998 — Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego na przełomie paleozoiku i mezozoiku. W: Ekologiczne aspekty sedimentologii. Materiały VII Krajowego Spotkania Sedymetologów, t.1. Wojcieszów 2-4 lipca 1998 r.
- Roemer F., 1868 — Notiz über die Auffindung von Graptolithen bei Willenberg unweit Schönau im Katzbachthale. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **20**: 565–567.
- Sawicki L., 1997 — Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec 1:100000. Podstawy litostratygraficzne i kodyfikacja wydzielen. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Schwarzbach M. 1939 — Die Tektonik des Bober – Katzbach – Gebirges. *Jber. Schles. Ges. Vaterl.Kult., Naturwiss.*, **113**: 52pp.
- Scupin H., 1933 — Der Buntsandstein der Nordsudeten. *Z. Deutsch. Geol.*, **27**.
- Seston R., Winchester J.A., Piasecki M.A.J., Crowley Q.G, Floyd P.A., 2000 — A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. - *J. Geol. Soc., London.*, **157**: 1155–1167.
- Smulikowski K., 1960 — Wulkanity trzeciorzędowe. W: H. Teisseyre (red.) Regionalna geologia Polski, T. 3, Sudety, z. 2, Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe oraz pogląd na rozwój budowy geologicznej Sudetów. Kraków: 321–334.
- Solecki A. 1994 — Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.- Min.*, **45**: 59 ss.
- Sztromwasser, 1998 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 :50 000, ark. Chojnów, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szalamacha J., Szalamacha M., 1993 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Dziwiszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Śliwa Z., 1967 — Własności strukturalne bazaltów Dolnego Śląska *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **37**, 3: 435–454.
- Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003 — Sedymetacja utworów epiwarwicyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu, *WIND*.
- Teisseyre H., 1963 — Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 279–300.
- Teisseyre H., 1967 — Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. W: Przewodnik 40 Zjazdu, Pol. Tow. Geol., Zgorzelec: 11–45.
- Teisseyre H., 1976 — Spękania skalne w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich i północnej części depresji Świebodzi. *Geol. Sudetica*, **11**, 1: 9–51.
- Urbanek Z., 1977 — Stan badań nad stratygrafią metamorfiku kaczawskiego. W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedimentologii i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. Mat. Konfer. Teren., Złotoryja. UWroc., Wrocław.

- Urbanek Z., 1978 — The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of Epi-Metamorphic Rocks of North-Eastern Part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudet.*, **13**, 1: 7–24.
- Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1975 — Geologiczne konsekwencje występowania dewońskich konodontów w metamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sud.*, **10**, 1: 155–166.
- Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1977 — Jurczyce–Rzeszówek. Struktury sedimentacyjne i fauna w ordowickich utworach fliszowych. Utwory olistostromowe dolnego karbonu (?). W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedimentologii i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. Mat. Konfer. Teren., Złotoryja. UWroc., Wrocław: 41–47.
- Wajsprych B., 1974 — Tektonika jednostki Chełmca (północno-wschodnia część Gór Kaczawskich). *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 101–123.
- Wajsprych B., Achramowicz S., 2003 — On the new wildflysch-to-flysch, blueschist-rich Lower Viséan succession of the Western Sudetes (SW Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **73**: 123–137.
- Walczak W., 1968 — Dolny Śląsk, cz. I – Sudety. PWN, Warszawa: 384 ss.
- Walczak W., 1970 — Obszar przedsudecki. W: Dolny Śląsk. **2**. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Walczak W., 1972 — Sudety i Przedgórze Sudeckie. W: Geomorfologia Polski (M. Klimaszewski red.). **1**: 167–231. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Wierchołowski B., 1993 — Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. *Arch. Miner.*, **49**, 2: 199–235.
- Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J., 2002 — Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. W: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., (red.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **201**: 1–18.
- Wojewoda J., 2003 — Tensyjny rozwój strefy Złotoryja–Jawor w neogenie. W: Ciężkowski W. i in. (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *Wind*: 125–135.
- Wojewoda J., Migoń P., Krzyszkowski D., 1995 — Rozwój rzeźby i środowisk sedimentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego. Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. W: Przew. LXVI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wrocław: 315–331.
- Zimmermann E., 1936 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern. Erläuterungen zu Blatt Goldberg und Schönau. Lieferung 292. Preuss. Landesanst.
- Żelaźniewicz A., 1997 The Sudetes as Palaeozoic orogen in central Europe. *Geol. Mag.* **134**: 691–702.
- Żelaźniewicz A., Cwojdzński S., England W.R., Zientara P., 1997 — Variscides in the Sudetes and the reworked Cadomian orogen: evidence from the GB-2A seismic profiling in the southwestern Poland. *Geol. Quart.*, **41**, 3: 289–308.
- Żelaźniewicz A., 2003 — Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003. W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *WIND*: 7–16.
- Żelaźniewicz A., Nowak I., Achramowicz S., W., 2003 — Północna część bloku karkonosko-izerskiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturyngii. W: Ciężkowski, A., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) — Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *Wind*: 17–32.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Złotoryja (759)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe w ogólności
- Równiny zastoiskowe

Formy eoliczne

- Równiny lessowe i pyłowe

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Stoki strome (krawędzie erozyjne)
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności nierozdzielone
- Przelomy, doliny przelomowe, bramy dolinne

Formy denudacyjne

- Powierzchnie zrównań
- Wzgórza morenowe przekształcone
- Rumosze skalne i gołoborza
- Stożki napływowe
- Skarpy powstałe wskutek odporności skał

Formy o założeniach tektonicznych

- Krawędzie o założeniach tektonicznych

Formy nieznaczonej lub innej generacji

- Grzbiety: a. zaokrąglone, b. zaokrąglone o założeniach strukturalnych
- Wierzchołki: a. kopulaste, b. płaskie, c. stożkowe
- Przelęcze
- Twardziele
- Głazy narzutowe

Formy antropogeniczne

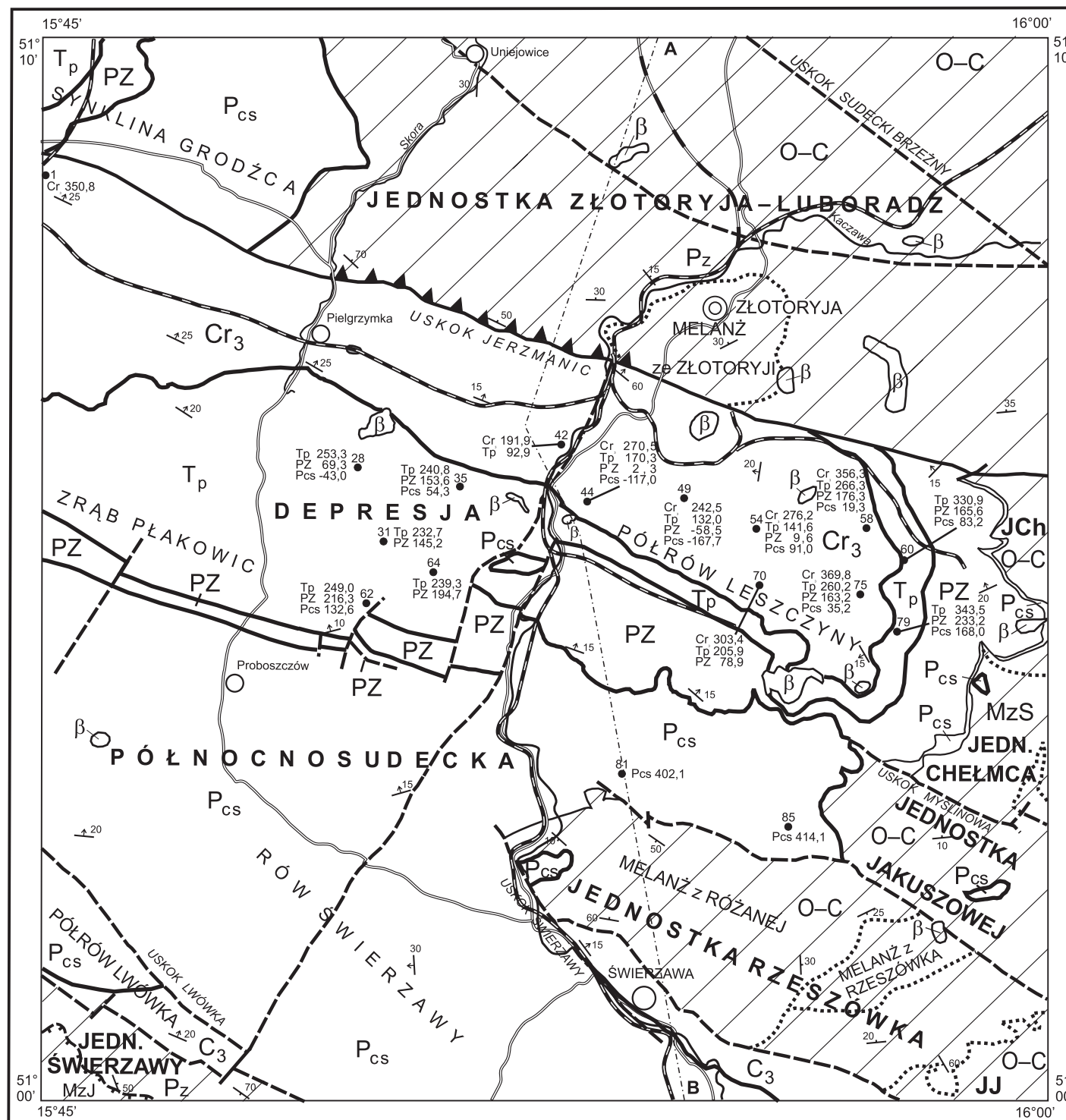
- Osadniki
- Kamieniołomy (K), żwirownie (Ż), gliniarki (G)

Opracował: S. CWOJDZIŃSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Złotoryja (759)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | |
|--|-----------------------|----------|---|
| PALEOGEN-
-NEOGEN | | β | Skaly wulkaniczne |
| KREDA | KREDA
GÓRNA | Cr_3 | Skaly osadowe |
| TRIAS | PSTRY
PIASKOWIEC | T_p | Skaly osadowe |
| M
E
S
O
Z
O
O
G
E
N | CECHSZTYN | PZ | Skaly osadowe |
| | CZERWONY
SPAGOWIEC | P_{cs} | Skaly osadowe i wulkaniczne |
| KARBON | KARBON
GÓRNY | C_3 | Skaly osadowe i wulkaniczne |
| ORDOWIK-
-KARBON | | $O-C$ | Skaly metamorfiku kaczawskiego (JJ — jednostka Jakuszowej, JCh — jednostka Chelmca, MzJ — melanz z Janówka) |
-
- Granice geologiczne
 - a — Uskoki: a) pewne, b) przypuszczalne
 - ▲ Uskoki inwersyjne
 - ▬▬▬▬ Nasunięcia przypuszczalne
 - ⋯ Granice strukturalne pomiędzy jednostkami tektonicznymi w metamorfiku kaczawskim
 - ↗¹⁰ Bieg i upad warstwowania
 - ↗⁴⁰ Bieg i upad foliacji
 - Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Cr_3 — kreda górna, T_p — pstry piaskowiec, PZ — cechsztyń, P_{cs} — czerwony spagowiec, liczba wysokość stropu w m n.p.m.)
 - A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: W. KOZDRÓJ