



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

**Opracowali: ANDRZEJ KULKA, WOJCIECH RĄCZKOWSKI,
KAZIMIERZ ŻYTKO, ZBIGNIEW PAUL**
Zreambulował: MARIUSZ KMIECIAK

Główni koordynatorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — B. PRZYBYLSKI, W. MORAWSKI
Koordynator regionu karpackiego — P. NESCIERUK

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusze Szczawnica-Krościenko (1050)
(z 1 tab. i 5 tabl.)



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2022

Autorzy: Andrzej KULKA¹, Wojciech RĄCZKOWSKI¹,
Kazimierz ŻYTKO¹, Zbigniew PAUL¹, 1991
Autor reambulacji: Mariusz KMIECIAK², 2013

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki,
ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

²Przedsiębiorstwo Geologiczne S.A. w Krakowie, al. Kijowska 16a, 30-079 Kraków

Redakcja: Zofia STAŃCZAK

ISBN 978-83-66985-85-8

PIG-PIB, Warszawa 2022

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	11
III. Budowa geologiczna	16
A. Stratygrafia	16

Serie pienińskiego pasa skałkowego

1. Jura	17
a. Jura dolna–środkowa	17
Pliensbach–bajos	17
Toark–aalen	18
Toark górny–aalen dolny	18
b. Jura środkowa	18
Bajos	18
Bajos–baton	19
2. Jura–kreda	19
a. Jura środkowa–kreda dolna	19
Bajos–barrem	19
Kelowej–hoteryw	20

Seria Grajcarka i osłona serii pienińskiego pasa skałkowego

1. Kreda	21
a. Kreda dolna	21
Apt–alb	21
b. Kreda górna	22
Cenoman–mastrycht	22
Cenoman–mastrycht dolny	22
Cenoman–kampan	22
Cenoman górny–kampan	22
Koniak–kampan	22
Koniak–kampan dolny	22
Kampan–mastrycht	23
Kampan górny–mastrycht	23

2. Paleogen	23
a. Eocen–oligocen	23
S e r i a m a g u r s k a – k r y n i c k a	
1. Paleogen	24
a. Paleocen–eocen	24
Paleocen środkowy–eocen dolny	24
b. Eocen	26
Eocen dolny	26
Eocen dolny–środkowy	28
c. Eocen–oligocen	29
Eocen–oligocen dolny	29
S e r i a f l i s z u p o d h a ł a ń s k i e g o	
1. Paleogen	30
a. Oligocen	30
Neogen	32
a. Miocen	32
b. Pliocen	33
Czwartorzęd	35
a. Plejstocen	35
Plejstocen dolny	35
Złodowacenia południowopolskie	36
Złodowacenia środkowopolskie	37
Złodowacenia północnopolskie	38
b. Czwartorzęd nierozdzielony	40
c. Holocen	42
B. Tektonika	44
C. Rozwój budowy geologicznej	50
IV. Podsumowanie	59
Literatura	59

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Przekrój geologiczny C–D

Tablica III — Szczegółowe metryczki otworów wiertniczych zamieszczonych na mapie geologicznej

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

Tablica V — Szkic tektoniczny w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Obszar arkusza Szczawnica-Krościenko Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) znajduje się pomiędzy współrzędnymi 20°15' i 20°30' długości geograficznej wschodniej oraz 49°20' i 49°30' szerokości geograficznej północnej. Około 70% jego powierzchni (225 km²) położone jest na obszarze Polski, w województwie małopolskim, powiatach nowosądeckim (niewielki fragment gminy Łącko) oraz nowotarskim (gminy: Krościenko nad Dunajcem, zachodni fragment gminy Szczawnica, miasto Szczawnica, większa część gminy Czorsztyn, wschodnia część gminy Łapsze Niżne i południowy skraj gminy Ochotnica Dolna). Pozostała część terenu znajduje się na terytorium Słowacji.

Omawiany obszar obejmuje wschodnią część Kotliny Nowotarskiej, do której od północy przylega pasmo Lubania (Gorce), a od południa Pogórze Gubałowskie. Centralną część zajmuje Pas Skalicowy, a wschodnią część pasmo Radziejowej (Beskid Sądecki), oddzielone doliną Grajcarka od grzbietu Małych Pienin. Najwyższymi szczytami na tym terenie są: Lubań (1225,0 m n.p.m.), Runek (1004,0 m n.p.m.) i Marszałek (829,0 m n.p.m.) – w paśmie Gorców, Dzwonkówka (982,0 m n.p.m.) – w paśmie Radziejowej oraz Trzy Korony (982,0 m n.p.m.), Nowa Góra (902,0 m n.p.m.) i Flaki (810,0 m n.p.m.) – w Pieninach.

Jest to obszar o charakterze rolniczym, ze znacznie rozwiniętą – ze względu na wyjątkowe urozmaicenie rzeźby terenu – turystyką. W jego obrębie znajdują się Pieniński Park Narodowy oraz kilka ścisłych rezerwatów przyrody. W okolicach Szczawnicy-Krościenka występują lecznicze wody mineralne – szczawy.

W latach 1980–1985 A. Kulka, W. Rączkowi, K. Żytko, S. Gucik oraz Z. Paul prowadzili na omawianym obszarze prace terenowe i opracowali arkusz Szczawnica-Krościenko SMGP (Kulka i in., 1987, 1991). W 2009 r. powstał „Projekt prac geologicznych dla reambulacji arkuszy Miłówka (1029), Jeleśnia (1030), Zawoja (1031), Rabka (1032), Mszana Górna (1033), Jabłonka (1047), Czarny Dunajec (1048), Nowy Targ (1049), Krościenko (1050) i Tatry Wysokie (1061) SMGP 1:50 000. Projekt ten został zatwierdzony decyzją ministra środowiska (nr DGiKGgs-475-9/3818/sekr/10/JJ)

z 2010 r. Prace terenowe oraz kameralne przy reambulacji omawianego arkusza wykonywali w latach 2011–2013 J. Boratyn i M. Kmiecik z Przedsiębiorstwa Geologicznego SA w Krakowie. Przekrój geologiczny zamieszczony na mapie wykonali M. Kmiecik, K. Boroń i K. Górka, częściowo na podstawie Kulki i innych (1987).

Historia badań strefy fliszu magurskiego sięga XIX w. Na obszarze tym pracowali m.in.: Uhlig (1890a, b), Małkowski (1923), Birkenmajer (1954, 1958, 1963a, b), Bogacz i Węclawik (1962) oraz Krawczyk (1980). Birkenmajer i inni (1965) w objaśnieniach do Przewodnika 36. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego opisali budowę geologiczną doliny Dunajca.

Na podstawie zdjęć wykonanych przez Birkenmajera, Horwitza i Watychę, Watycha (1966b) zestawiał arkusz Krościenko SMGP (bez utworów czwartorzędowych). Analizę mezostruktur okolic doliny Dunajca wykonał Tokarski (1975, 1977). Wyniki badań stratygrafii fliszu magurskiego w sąsiedztwie pienińskiego pasa skałkowego oraz mapy geologiczne wybranych obszarów tego fliszu przedstawione są w pracach: Watychy (1963b), Birkenmajera (1979) oraz Birkenmajera i Dudziaka (1981). Tufity we fliszu podhalańskim opisują Michalik i Wieser (1959), a w warstwach osłony pienińskiego pasa skałkowego Birkenmajer i Wieser (1956). Najnowsze wyniki badań nad litostratygrafią strefy krynickiej serii magurskiej przedstawione są w publikacji Alexandrowicza i innych (1984). Stratygrafią i charakterystyką omawianej strefy zajmowali się także Cieszkowski i inni (1984) oraz Chrustek i inni (2005). Budowę geologiczną płaszczowiny magurskiej w okolicy Krościenka-Tylmanowej przedstawiają Żytko i inni (1987).

Zainteresowanie pienińskim pasem skałkowym rozpoczęło się już w XIX w. Prace prowadzili tam tacy badacze, jak: S. Staszic, S. Dunin-Borkowski, J. Pusch-Koreński, L. Zejszner, A. Alth i M. Neumayr. M. Neumayr pierwszy zwrócił uwagę na zróżnicowanie utworów skałkowych na odrębne zespoły stratygraficzno-facjalne. Do jego wydzieleni nawiązał Uhlig (1890a, b, 1903), który opracował pierwszą mapę geologiczną tego obszaru w skali 1:75 000, a także przedstawił syntetyczny obraz budowy pasa skałkowego i wyróżnił utwory skałkowe i tzw. osłonę skałkową. W okresie międzywojennym pracowali na tym obszarze m.in. Rabowski (1925), a przede wszystkim Horwitz. Badacz ten opublikował szereg prac dotyczących pienińskiego pasa skałkowego. Monograficzne ujęcie opracowanych przez niego zagadnień zostało przedstawione w opublikowanej pośmiertnie, a zredagowanej przez Birkenmajera, „Budowie geologicznej Pienin” (Horwitz, 1963). Praca ta zawiera szczegółową mapę geologiczną w skali 1:10 000 obszaru pomiędzy Dunajcem w okolicach Czorsztyna i Niedzicy a wschodnim krańcem terenu arkusza. Mapa ta jest do dziś podstawowym ujęciem kartograficznym tego rejonu. W latach powojennych na obszarze pienińskiego pasa skałkowego pracował przede wszystkim Birkenmajer (1953; 1954; 1956a, b; 1957; 1958; 1959; 1960; 1962b;

1963a, b; 1965; 1973; 1977; 1979; 1986a, b; 1986, red.; 1988; 1992a, b, c; 1996a, b; 1998; 1999; 2007), Birkenmajer i Oszczypko (1988, 1989), Birkenmajer i Skupiński (1990), Birkenmajer i inni (1979, 1990), Birkenmajer i Poprawa (red., 1986), Birkenmajer i Widz (1995), a także Blaicher i Sikora (1972), Morawski (1972), Morgiel i Sikora (1972), Golonka (1974), Nowicka i Popiołek (1975), Burtan i inni (1978a, b), Cieszkowski i inni (1978), Golonka i Sikora (1979), Alexandrowicz i Kutyla (1979), Oszczypko (1979), Kasiński i inni (1981), Dudziak J. (1983), Alexandrowicz (1986), Cieszkowski i Olszewska (1986), Cieszkowski i Oszczypko (1986), Dudziak K. (1986a, b), Jurewicz (1986), Krawczyk i Słomka (1986, 1987), Krawczyk i inni (1987), Krawczyk i Zuchiewicz (1988), Jamiński (1990), Tysza (1991; 1994a, b; 1999; 2001), Ząbek i inni (1993), Jurkiewicz (1997), Czarnecki i inni (2004) oraz wielu innych badaczy. Birkenmajer wprowadził schemat podziału utworów jurajskich i kredowych na serie skałkowe, opracował szczegółowo stratygrafię osadów skałkowych i m.in. wydzielił (Birkenmajer, 1977) formalne jednostki litostratygraficzne. Wykonał też szczegółowe zdjęcie geologiczne (Birkenmajer, 1960, 1963a) arkuszy Niedzica i Czorsztyn w skali 1:10 000. Zdjęcia Horwitza i Birkenmajera zostały wykorzystane przez Watychę (1966b) do zestawienia arkusza Krościenko SMGP bez utworów czwartorzędowych (wydania tymczasowego). Pewne modyfikacje do opracowań Birkenmajera wprowadził Sikora ze współpracownikami (Sikora, 1962, 1970, 1971; Blaicher i in., 1973; Golonka i in., 1979; Golonka, Sikora, 1981; Morgiel, Sikora, 1974a, b). Wprowadził on nowe jednostki – hulińską i zlatniańską oraz uszczegółowił podział osadów fliszowych kredy i paleogenu. Prace na terenie jednostki magurskiej prowadzili: Oszczypko i inni (1990), Oszczypko (1992a, b), Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2006).

Dane dotyczące stratygrafii tego obszaru można znaleźć w pracach Biedy (1929), Birkenmajera (1958, 1973, 1977, 1979), Blaicher i Sikory (1969, 1972), a także w specjalistycznych opracowaniach dotyczących stratygrafii jury i kredy dolnej opracowanej na podstawie aptychów (Gąsiorowski, 1962), stratygrafii jury środkowej (Myczyński, 1973; Birkenmajer, Myczyński, 1977, 1984, 1994), stratygrafii kredy (Alexandrowicz, 1966; Alexandrowicz i in., 1968; Birkenmajer, Jednorowska, 1987), mikrofacji (Nowak, 1976; Golonka, 1977; Golonka, Sikora, 1981), dinocyst (Birkenmajer, Gedl, 2004, 2007; Gedl E., 2007; Gedl P., 1998, 2007, 2008) i otwornic (Szydło, 1997). Rewizję wieku utworów jednostki Grajcarka w profilu góry Hulina przedstawiają Gedl E. i Gedl P. (2001).

Zagadnienia tektoniki zostały ujęte kompleksowo, m.in. w pracach Książkiewicza (1972) i Birkenmajera (1979, 1985). Korelację głównych strukturalnych jednostek Karpat Wschodnich i Zachodnich przedstawia Żytko (1999), a jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem – Żytko (2001). Wgłębna budowa geologiczna rejonu Szczawnicy została przedstawiona

w pracy Birkenmajera i innych (1979), na podstawie otworu wiertniczego 4 o głębokości około 1200 m.

Seria fliszu podhalańskiego została podzielona na warstwy przez Gołęba (1952, 1959) oraz przez Watychę (1949, 1959).

Tektoniczną (w ujęciu regionalnym) charakterystykę fliszu podhalańskiego przyniosły prace Gołęba, Watychy i Halickiego, podsumowane przez Książkiewicza (1972). Nowe ujęcie tektoniki i tektogenezy fliszu podhalańskiego przedstawił Mastella (1975, 1976) oraz Mastella i inni (1988). Plejstocénskie deformacje tektoniczne oraz uskoki północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego opisuje Birkenmajer (1976, 1983).

Na granicy pienińskiego pasa skałkowego i paleogenu magurskiego występują intruzje andezytowe, stanowiące przejaw działalności wulkanicznej występującej głównie w Karpatach wewnętrznych w neogenie (Birkenmajer, 1958, 1979, 1986b; Kozłowski, 1965; Książkiewicz, 1972). Zagadnieniem stosunku andezytów do pasa skałkowego jako całości zajął się Małkowski (1923, 1958). Szczegółowe prace geologiczno-poszukiwawcze oraz towarzyszące im badania petrograficzne, geochemiczne i geoelektryczne były prowadzone w latach 1957–1962 na górze Wżar (Kozłowski, 1961, 1965). Michalik (w: Birkenmajer, 1958) wydzielił następujące odmiany andezytu: magnetytową, augitowo-amfibolową, skaleniowo-amfibolową i magnetytowo-amfibolową. Birkenmajer (1962b) stwierdził występowanie dwóch generacji żył andezytowych: starsze – wykorzystujące dyslokację wieku dolnomiocénskiego, równoległe do północnej strefy dyslokacyjnej pasa skałkowego, i młodsze – wykorzystujące dyslokacje środkowomiocénskie, poprzeczne do poprzednich (Birkenmajer, Nairn, 1969; Youssef, 1978; Birkenmajer, 1979). Wiek intruzji andezytowych oznaczony metodą K-Ar przedstawiają Birkenmajer i Pecskey (1999, 2000a, b). Małoszewski (1963) na podstawie szczegółowych badań magnetycznych stwierdził podobieństwo form wystąpień andezytów Wżaru i Jarmuty. Związek wiekowy pomiędzy wulkanizmem miocénskim i aktywnością hydrotermalną masywu góry Jarmuty prezentują Birkenmajer i inni (2004). Kartograficzne ujęcie całego pasa intruzji andezytowych od rejonu Kluszkowice po Jaworki, oparte na badaniach magnetycznych, przedstawił Małoszewski (1980).

Do rozwiązania problemów geologicznych występowania andezytów w okolicy Szczawnicy i Krościenka największe znaczenie po pracach Uhliga (1890a, b) miały prace Horwitza (1938), Małkowskiego (1921, 1923, 1958), Birkenmajera (1953, 1954, 1957, 1958, 1979, 2003b) i Michalika (1954). Zmiany metamorficzne i hydrotermalne w skałach osadowych przylegających do intruzji andezytów oraz występowanie żył kruszcowych opisali Wojciechowski (1965), Gajda (1958) i Birkenmajer (1958, 1979). Ze schyłkowym etapem neogénskiej działalności wulkanicznej w Pieninach

związane są wody mineralne Szczawnicy i Krościenka (Birkenmajer, 1956b, 1968, 1979; Jarocka, 1965).

Pierwsze wiadomości o występowaniu na obszarze Kotliny Orawsko-Nowotarskiej osadów zawierających szczątki roślin neogeńskich (głównie lignitów) pochodzą z połowy XX w. Paleobotanicznie opracowano je dopiero pod koniec lat trzydziestych XX w. Odkrycie w cegielni Potoczki koło Krościenka bogatej, owocowo-nasiennej flory pliocenńskiej (Szafer, 1946, 1947, 1954; Klimaszewski, 1948a; Birkenmajer, 1951) wywołało zainteresowanie neogeńskimi osadami kotliny i doprowadziło w konsekwencji do odkrycia dalszych stanowisk osadów pliocenskich w okolicy pasa skałkowego (Huba, Dziadowe Kąty koło Grywałdu, Mizerna, Kluszkowce, Szubieniczna Góra, zapadlisko Frydmana). Słodkowodną i lądową faunę neogenu opisuje także Woźny (1970). Według Watychy (1976) osady te wypełniały Kotlinę Orawsko-Nowotarską od oligocenu górnego, a według Oszast i Stuchlika (1977) od badenu po pliocen, natomiast tektoniczne zapadlisko Frydmana (Niedzielski, 1971), także w plejstocenie. Paleobotaniczne opracowania pliocenskich osadów z obszaru arkusza przedstawiają: Szafer (1938, 1946, 1947, 1954), Oszast (1973) i Oszast (w: Środoń, 1973). Stratygrafia i rozmieszczeniem osadów w stosunku do form powierzchni terenu zajmowali się natomiast: Klimaszewski (1948a, 1950–1951, 1972), Birkenmajer (1951, 1958, 1961, 1962c), Niedzielski (1971) i Środoń (1973, 1982).

Poglądy na liczbę i wiek powierzchni zrównań w pienińskim pasie skałkowym oraz na jego obrzeżeniu ulegały zmianom. Sawicki jako pierwszy wyróżnił dwa poziomy, Pawłowski – trzy, a Klimaszewski (1937, 1972b) wydzielił poziomy śródgórskie, przypisując im wiek odpowiednio dolnosarmacki i dolnopliocenński. Starkel (1969a, b, 1972, 1988) przypisał poziomowi beskidzkiemu wiek dolnosarmacki, śródgórskiemu – dolnopliocenński, pogórskiemu – górnopliocenński, a poziomowi przydolinnemu – dolnoczwartorzędowy. Zgodny z podziałem Starkla podział wiekowy przyjmują wszyscy późniejsi badacze, m.in. Zuchiewicz (1980, 1983, 1985) oraz Baumgart-Kotarba (1974, 1983).

Osady czwartorzędowe były przedmiotem zainteresowania Romera (1929) i Halickiego (1930), którzy po raz pierwszy zarejestrowali je na mapach. Romer wydzielił w rejonie Podhala cztery, a Halicki trzy różnowiekowe pokrywy osadów gromadzących się w czasie glacjałów, a w okresach interglacialnych rozcinanych i wynoszonych. Klimaszewski (1937, 1948b, 1950–1951, 1972) powiązał pokrywy stożków fluwioglacjalnych z poziomami tarasów rzecznych w dolinie Dunajca, przypisując osadom znalezionym na spłaszczeniu na wysokości około 160 m n.p. Dunajca w Kłodnym wiek wczesnoczwartorzędowy. Późniejsze szczegółowe badania na obszarze arkusza i na terenach sąsiednich, prowadzone m.in. przez: Birkenmajera, Gerlacha, Drzewicką-Kozłowską, Watychę, Niedzielskiego

i innych, przynoszą wiele nowych informacji dotyczących rozmieszczenia i stratygrafii osadów rzecznych. Badania Oszczypki i Wójcika (1984) oraz Zuchewicza (1983) pozwoliły temu ostatniemu na wydzielenie w obrębie przełomowego odcinka Dunajca przez Beskid Sądecki dziewięciu różnowiekowych, plejstocénskich tarasów rzecznych. Ilustrację ich rozmieszczenia w typowym miejscu występowania – zakole Kłodnego – podają Rączkowski i Zuchewicz (1985). Pozycję stratygraficzną tarasów przedstawia także Zuchewicz (1992). Petrografię żwirów z wysokich tarasów Dunajca badali Rutkowski i Zuchewicz (1988). Rączkowski wykonał zdjęcie geologiczne osadów czwartorzędowych całego arkusza. W celu realizacji tego zdjęcia w latach 1982–1983 wykonano osiem pełnorozmiarowych otworów wiertniczych (po 10–35 m głębokości każdy) oraz wkopy o sumarycznej objętości 1040 m³.

Po 1945 r. główny nacisk został położony na opracowanie stratygrafii osadów czwartorzędowych w oparciu o wyniki badań paleobotanicznych, a ich podsumowanie podaje Śródoń (1982), omawiając historię rozwoju roślinności na tym obszarze.

O neotektonice na pograniczu zapadliska nowotarskiego i pasa skałkowego w czwartorzędzie pisał już Halicki w latach trzydziestych, a tektoniczne pogłębianie Kotliny Nowotarskiej od pliocenu opisywali: Jaranoff, Klimaszewski, Starkel i Birkenmajer. Niedzielski (1971) opisuje powstały we wczesnym plejstocenie rów tektoniczny Frydmana, o amplitudzie zrzutu ponad 130 m. O obniżeniu się wschodniej części Kotliny Nowotarskiej i doliny Krośnicy pisali także Śródoń (1973) oraz Baumgart-Kotarba (1983). Neotektoniką zajmowali się także Zuchewicz (1980, 1984, 1994, 1999, 2001), Bober i Oszczypko (1984) oraz Czarnecka (1986).

Badania ukierunkowane na ocenę przydatności podłoża do budowy stopnia wodnego na Dunajcu w rejonie Niedzicy prowadzone były od lat trzydziestych XX w. (m.in. Sokołowski, 1954; Watycha, 1966a). Historię badań przedstawili Dziewański i Gąsiorowska (1986). Prace geologiczne w latach 1973–1976 doprowadziły do opracowania dokumentacji geologiczno-inżynierskiej dla projektu technicznego zapory ziemnej na Dunajcu, zapór bocznych we Frydmanie, Dębnie i Kluszkowcach oraz zapory w Sromowcach Wyżnich dla zbiornika wyrównawczego. W celu zabezpieczenia miejscowości Dębno, Frydman i Kluszkowce przed skutkami spiętrzenia wykonano zapory boczne. Budowa zbiornika wodnego została ukończona w 1997 r.

Aktualne problemy geologiczne Pienin przedstawił Birkenmajer (2003a).

Surowce skalne na obszarze arkusza były przedmiotem badań m.in.: Kozłowskiego (1961, 1965), Gąsiorowskiej i Niedziałkowskiej (1975), Gąsiorowskiej i innych (1975) oraz Nałkowskiego i Watychy (1976). Podsumowanie wiadomości na ten temat można znaleźć też w pracy Bromowicza i innych (1976).

Badania hydrogeologiczne prowadzone były głównie na terenie planowanego zbiornika Czorsztyn–Niedzica. Hydrografią terenu zajmował się Kostrakiewicz (1965, 1982). Szczegółową Mapę Hydrogeologiczną 1:50 000 omawianego obszaru wykonali Chowaniec i Witek (1997a, b).

Obraz intruzji andezytowych rejonu Szczawnicy-Krościenka przedstawiony jest na podstawie map Birkenmajera (1979). Intruzje rejonu Kluszkowiec–Krośnicy–Grywałdu pokazane są w formie uproszczonej. Do ich przedstawienia wykorzystano materiały publikowane Birkenmajera (1962a) i Małoszewskiego (1980) oraz dane terenowe K. Żytki.

Podczas prac reambulacyjnych na obszarze omawianego arkusza nie pozyskano wystarczającej ilości danych uzupełniających, które w istotny sposób zmieniałyby informacje zawarte w pierwszej wersji opracowania (Kulka i in., 1987, 1991). Z tego względu autorzy reambulacji wprowadzili tylko niewielkie zmiany i uzupełnienia wynikające z dostosowania arkusza do Instrukcji z 2004 r. i zmian przyjętych w danym regionie.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem geomorfologicznym północna część obszaru arkusza należy do Karpat zewnętrznych, natomiast południowa do Karpat wewnętrznych. W obrębie tej pierwszej jednostki możemy wyróżnić reprezentowany w obrębie terenu arkusza przez pasmo Radziejowej Beskid Sądecki oraz gorczański Grzbiet Lubania, który jest oddzielony od niego przełomową doliną Dunajca. Karpaty zewnętrzne od wewnętrznych oddziela Kotlina Orawsko-Nowotarska i jej wschodnie przedłużenie: dolina Krośnicy, kotlina Krościenka i dolina Grajcarka (Ruskiej Wody). Na południe od kotliny rozciąga się Pas Skalicowy, w którym można wyróżnić: Wał Branisko-Hombark (tak zwane Pieniny Spiskie), Pieniny i Małe Pieniny.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono niektóre formy morfologiczne wchodzące w skład genetycznych grup form: rzecznych, rzeczno-denudacyjnych, denudacyjnych, krasowych i antropogenicznych. Inne (ze względu na skalę szkicu) zostały jedynie opisane w tekście.

Formy rzeczne. Koryta rzek stałych występują we wszystkich dolinach na obszarze arkusza, w obrębie przełomowych odcinków dolin rzecznych (np. przełomu Dunajca). W miejscach gwałtownych skrętów dolin i ich zwężeń oraz na obszarach tektonicznie podnoszonych (np. Podhala) występują koryta wycięte w skałach, a między odcinkami skalnymi – koryta wycięte w aluwium. W obrębie współczesnego koryta Dunajca znajdują się ławice żwirów kształtowane w czasie większych wezbrań rzeki. W przełomie niedzickimi występują kotły i rynny eworsyjne. Wierceniami wykonanymi podczas budowy zapory stwierdzono kopalne, zasypane przez aluwia kotły o głębokości do 8 m.

W wyniku wcięcia koryt rzecznych w osady rzeczne i skały podłoża powstały krawędzie i podcięcia erozyjne. Występują one w obrębie wszystkich tarasów rzecznych, w dolinach rzek i potoków przepływających przez obszar arkusza. Ich wysokości wynoszą od 0,5 do 6,0 m przy tarasach holocenijskich najniższych oraz od 6,0 do 12,0 m przy tarasach plejstocenijskich. Najwyższe podcięcia erozyjne mają ponad 12 m.

W obrębie wszystkich koryt rzek i potoków, przepływających przez obszar arkusza, występują progi i wodospady. Wykazują one ścisły związek z występowaniem grubych kompleksów skał odpornych na erozję rzeczna w obrębie skał mało odpornych. Pod względem wielkości możemy je podzielić na: niskie (szypoty) w obrębie doliny Dunajca w przełomach i wysokie (wodospady – nawet do kilkunastu metrów wysokości) u wylotu dolin zawieszonych, związane z różnym tempem erozji Dunajca i jego dopływów. Do największych na obszarze arkusza zaliczyć można wodospady na Kacwiniance (Kacwińskiej Rzece) o wysokości przekraczającej 6 m. Progi występują u wylotu niektórych bocznych dolin zawieszonych, uchodzących do doliny Dunajca, głęboko wciętych w utwory podłoża. Znajdują się one także w miejscach ujścia mniejszych dolin do większych, w beskidzkiej części terenu (np. okolice Kłodnego).

Starorzecza na obszarze arkusza związane są z odcinaniem ramion rzeki anastomozująco-roztokowej w czasie większych powodzi. Starorzecza występujące w dolinie Dunajca świadczą o bocznym przemieszczeniu koryta w dolinie w przeszłości geologicznej, a ich dna bardzo często leżą niżej niż współczesne koryto Dunajca.

Tarasy erozyjno-akumulacyjne (I) najwyższe. Na obszarze arkusza występuje tylko jeden mały fragment tego tarasu, w beskidzkim przełomie Dunajca na zakolu w Kłodnym. Jego wiek określono na preplejstocen.

Tarasy erozyjno-akumulacyjne (II) wyższe występują płatami i listwami po obu stronach doliny Dunajca od Maniów po Tylmanową. Utworzyły się one prawdopodobnie podczas zlodowaceń południowopolskich.

Tarasy erozyjno-akumulacyjne (III) średnie związane są ze zlodowaceniami środkowopolskimi. Występują one wzdłuż doliny Dunajca, a w niektórych jego dopływach można je spotkać w dolnych odcinkach dolin.

Tarasy erozyjno-akumulacyjne (IV) niższe i (V) najniższe związane ze zlodowaceniami północnopolskimi występują we wszystkich dolinach rzek i potoków przepływających przez teren arkusza. Najniższe poziomy tarasowe występujące na omawianym obszarze są holocenijskie.

Stożki napływowe występują u wylotu większych bocznych dolin do doliny Dunajca. Powstawały w okresie plejstocenijskim i zachowane są jako fragmenty starszych pokryw, które

w okresach późniejszych zostały rozcięte i nasypane w nowym kształcie. Są one rozcinane w czasie większych powodzi (np. stożki w przełomach przez Pieniny) lub dosypywane.

Małe doliny rzeczne występują na całym obszarze arkusza. Doliny wciosowe rozcinają gęstą siecią cały omawiany teren i stanowią górne odcinki dolin. Ich głębokości dochodzą do 300,0–600,0 m (w beskidzkiej części terenu arkusza), a szerokości w dnie od kilku do kilkunastu metrów. Dna w górnych odcinkach są niewyrównane, z częstymi progami o dużym spadku. Są to doliny przeważnie suche, a woda płynie w nich tylko w czasie wielkich ulew i burz lub też w okresie wiosennym w związku z topnieniem pokrywy śnieżnej. Zaczynają się one w obrębie stoków obszernymi lejami źródłowymi, które są często zajęte przez osuwiska, zerwy i złaziska. Doliny płaskodenne stanowią na ogół dolne partie dolin. Występujące w nich koryta mają charakter anastomozujący rzeki roztokowej lub przebieg meandrowy. Na zboczach dolin, na wysokości do kilkunastu metrów nad dnem, zaznaczają się załamania świadczące o rozcięciu doliny wciosowej, a w dolnych partiach występują zerwy zwietrzeline lub pokrywy soliflukcyjno-deluwialne.

* *

*

Wybrane przełomy. Birkenmajer (1958) w pasie skalic wyróżnia co najmniej 16 przełomów o różnej genezie (strukturalne, epigenetyczne, antecedentne i powstałe na skutek erozji wstecznej). Na obszarze arkusza występują trzy główne (niedzicki, pieniński i beskidzki) przełomy Dunajca opisane przez Birkenmajera (2006) i szereg mniejszych – na obszarze pasa skałkowego (wąwozy Gorczyński i Szopczański). Na terenie przyległym do pasa skalic, są one utworzone głównie przez potoki wycinające subsekwentne doliny o wąskich dnach i na ogół skalistych zboczach. Genezę przełomu Dunajca przez Pieniny przedstawia Zuchiewicz (1982).

Formy denudacyjne. Fragmenty różnowiekowych powierzchni zrównań występują w obrębie grzbietów górskich oraz na stokach doliny Dunajca. Zostały ukształtowane przez procesy rzeźbotwórcze w czasie ruchów wypiętrzających Karpaty, w warunkach sprzyjających powstaniu spłaszczeń typu pedymentów lub przy udziale płynących rzek w obrębie różnych, pod względem odporności, kompleksów skalnych. Na obszarze arkusza występują co najmniej cztery różnowiekowe poziomy częściowego zrównania. Poziom beskidzki zaznacza się tylko w najwyższych partiach pasm Lubania i Radziejowej, na grzbiecie o wysokości około 1000,0–1100,0 m, czyli około 500,0–600,0 m nad współczesne dna dolin. Ścina on gruboławicowe piaskowce, zlepieńce i łupki warstw magurskich. Według Starkela (1972a) i Baumgart-Kotarby (1983) powstał on w sarmacie. Poziom śródgórski zachował się w obrębie skał o różnej odporności na wysokości około 250,0–400,0 m nad dnami dolin, czyli około 750,0–900,0 m n.p.m. w paśmie Lubania, gdzie

nachylony jest ku południowi w stronę Kotliny Nowotarskiej. Pojedyncze płaty tego poziomu występują w obrębie Pienin (wierzchowina), na Podhalu i w paśmie Radziejowej. Według Starkela (1972a) powstał on w poncie. Poziom pogórski jest dobrze zachowany u podnóży pasm Lubania i Radziejowej i na północnych stokach Pienin, na wysokości około 150,0–250,0 m nad dnami dolin. Wiek jego powstania określany jest na pliocen górny (Starkel, 1972a). Małe fragmenty poziomu przydolinnego znajdują się na całym obszarze arkusza. Zachowały się one na wysokości około 100,0–150,0 m nad dnami dolin, przy czym najwyższe fragmenty można obserwować w przełomowej dolinie Dunajca przez Beskid Sądecki (neotektonika). Poziom ten powstał w dolnym czwartorzędzie (Starkel, 1972a).

Grzbiety i garby na przecięciu zboczy dolin występują na całym obszarze arkusza w obrębie wszystkich pasm górskich. Zależnie od stadium rozwoju, przebiegu procesów niszczenia i budowy geologicznej można wyróżnić: grzbiety wąskie zaokrąglone zachowane w obrębie miejsc występowania odpornych kompleksów piaskowcowych i zlepieńcowych (pasma Lubania i Radziejowej); grzbiety szerokie zaokrąglone zachowane w miejscach występowania mniej odpornych kompleksów skalnych (pasma Lubania i Radziejowej, północne stoki Pienin i Pogórze Gubałowskie); grzbiety ostro skaliste (typu grani skalnych) występujące w pasie skałkowym na odpornych wapieniach rogowcowych.

Ze względu na skomplikowany styl budowy geologicznej na obszarze arkusza występują różne typy wierzchołków: ostre skaliste (turnie) występują na obszarze pasa skałkowego, a kopiaste i stożkowe – poza pasem skalicowym.

Przełęcz stanowią obniżenia w obrębie grzbietów górskich. Ich powstanie wiąże się głównie z przebiegiem procesów na dwóch stokach górskich (wgryzania się lejów źródłowych) lub też ze zmianą odporności skał na pewnych odcinkach grzbietów, przebiegiem stref tektonicznych, uskoko- wych itd. Do największych należą przełęcz w obrębie głównego grzbietu Pienin, oraz przełęcz oddzielające Pieniny od Pasma Lubania; przez jedną z nich odbywał się prawdopodobnie przepływ Pradunajca do doliny Krośnicy.

Drobne formy ostańców i izolowane skałki występują w formie żeber i murów skalnych, pojedynczych skałek, iglic i rozwalisk skalnych. Związane są z obniżeniem powierzchni grzbietowych i cofaniem stoków zależnie od odporności podłoża. Występują głównie w miejscach wychodni zwartych kompleksów ławic piaskowcowych, zlepieńcowych i wapiennych, jako elementy twardzielcowe. Osobną grupę stanowią skalne formy związane z osuwiskami (ściany nisz, skałki wypreparowane z materiału jęzorów głębokich osuwisk strukturalnych – Pieniny, Podhale) lub też

wypreparowane w mniej odpornych ławicach oraz ściany wychodni odpornych andezytów na powierzchni.

Stoki grzbietów i zbocza dolin są to powierzchnie nachylone w obrębie arkusza od kilku procent w partiach wododzielnych do ponad 40% w niektórych niszach źródłowych i w partiach przydolinnych. Przeważają stoki o kształcie wypukłym, wypukło-wklęsłym i prostym w zależności od struktury podłoża i kształtujących je procesów. Stoki i zbocza dolin w beskidzkiej i podhalańskiej części terenu są dłuższe i mają prostszą budowę od stoków pienińskich, u których w obrębie jednego stoku występuje duża różnorodność skał o różnej odporności na procesy denudacyjne i erozję rzeczną.

Ściany skalne występują w pienińskiej części omawianego terenu. Związane są przede wszystkim z występowaniem odpornych wapieni rogowcowych. Są one porwane licznymi żłebami nawiązującymi swym przebiegiem do przebiegu szczelin i pęknięć tektonicznych. U ich wylotów gromadzi się materiał piargowy stożków usypiskowych. Najwyższe ściany skalne zgrupowane są w pienińskim przełomie Dunajca. Ich wysokości dochodzą do 200,0–250,0 m, a nawet do 300 m (ściany skalne Sokolicy).

Rumosze skalne i gołoborza są związane wyłącznie z wychodniami grubych kompleksów skał piaskowcowych, andezytów i wapieni. Można je obserwować w Pieninach w okolicach Ubszaru i Macelowej Góry oraz Ociemnego. W Beskidzie Sądeckim zlokalizowane są na stromych, najczęściej subsekwentnych (Zuchiewicz, 1985) stokach w pobliżu przełomu Dunajca oraz w lejach źródłowych i górnych odcinkach dolin wciosowych, bocznych dolin Dunajca. Osobną grupę stanowią natomiast gołoborza andezytowe (np. stoki Bryjarki).

Osuwiska występują na całym obszarze arkusza. Ich długość wynosi od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, a wysokości dochodzą do kilkudziesięciu metrów (np. niektóre osuwiska w Beskidach, osuwisko w Kątach). Obserwuje się też schodowe występowanie kilku nisz w obrębie jednego osuwiska (np. osuwiska na Podhalu). Nisze lub załomy małych osuwisk skalnych i ziemnych występują w podobnych sytuacjach jak poprzednie, lecz osiągają mniejsze rozmiary (np. złaziska zwietrzliny w podhalańskiej części terenu). Zwały obrywów i osuwisk występują na całej powierzchni omawianego obszaru. Są to miejsca akumulacji materiału powstałego w wyniku oberwania się lub osunięcia materiału głównie większych osuwisk strukturalnych. W niektórych miejscach występują jezory osuwiskowe. Są to miejsca złożenia w kształcie długiego języka lub też wachlarza, materiału osuniętego o niewyrównanej powierzchni, na której można wyróżnić szereg nabrzmiń i zagłębień, niekiedy bezodpływowych wypełnionych wodą (jeziorka osuwiskowe) lub też torfami (np. osuwisko na Bryjarce). Schodzą one do den dolin, tamując przepływ potoków (np. jeziorko na Czarnym Potoku

w Szczawnicy i jeziora w potoku Skotnickim), lub też zatrzymują się na zboczach dolin (np. osuwiska w podhalańskiej części terenu arkusza).

* *

*

W obrębie wychodni mniej odpornych kompleksów łupkowo-piaskowcowych lub też grubych pokryw zwietrzelinowych, deluwialnych i soliflukcyjnych występują niecki zboczowe. Są to łagodne, zwykle szerokie zagłębienia terenu. Można je spotkać w podhalańskiej części omawianego obszaru.

Równiny akumulacji soliflukcyjnej, złaziskowej i deluwialnej występują w dolnych częściach stoków, na zboczach dolin, głównie w miejscach przejścia zboczy w tarasy rzeczne, a częściowo także na stokach i tarasach (np. dolina Dunajca). Akumulacja tych pokryw towarzyszyła każdemu okresowi glacialnemu.

Formy krasowe. Jaskinie występują wyłącznie w pienińskiej części obszaru. Do chwili obecnej znanych jest ich (wraz ze schroniskami skalnymi) kilkanaście. Najdłuższa jest jaskinia w dolinie Pienińskiego Potoku o długości korytarzy przekraczającej 50 m (Amirowicz i in., 1995)

Formy antropogeniczne. W związku z budową zapory na Dunajcu w Niedzicy, zbiornika wyrównawczego w Sromowcach Niżnych oraz obwałowaniem wsi Dębno, Frydman i Kluszkowce i zapotrzebowaniem na materiały do ich budowy, powyżej przełomu pienińskiego zostały udokumentowane złoża żwirów i otczaków rzecznych, eksploatowane w żwirowniach Maniowy, Sromowce Wyżne, Falsztyn, Harcygrund oraz na potrzeby gospodarcze miejscowej ludności w wielu miejscach bezpośrednio z koryt rzek przepływających przez obszar arkusza. Glinianki zlokalizowane są na obszarach występowania miększych czwartorzędowych pokryw glin deluwialnych, soliflukcyjnych i lessowatych (część podhalańska) lub występowania ilastych utworów plioceńskich (dolina Krośnicy). Na obszarze arkusza obecnie nie ma czynnych kamieniołomów. Po eksploatacji andezytów na Górze Wżar zostały dwa wyrobiska „Snoska” i „Lisi Łom”. Istnieje też szereg mniejszych, w których eksploatuje się wapienie i piaskowce na potrzeby miejscowej ludności (np. „Wapiennik” w Niedzicy koło Falsztyna i na stokach pasma Lubania).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Utwory występujące na obszarze arkusza Szczawnica-Krościenko reprezentują wiek od jury dolnej po oligocen i od pliocenu po czwartorzęd. Do osadów pięter starszych należą sfałdowane utwory morskie, z których zbudowane zostały Karpaty, a do pięter młodszych – pokrywowe osady

słodkowodne plioceńskich kotlin śródgórskich i osady czwartorzędowe różnej genezy (rieczne, stokowe, organogeniczne).

Do pięter starszych należą serie pienińskiego pasa skałkowego. Wśród osadów bajosu–kredy dolnej wyodrębniono utwory serii czorsztyńskiej, a częściowo również czertezickiej i niedzickiej, a także północnej zwanej jednostką Grajcarka (magurską) i serii południowych – braniskiej i pienińskiej. Począwszy od aptu–albu, aż po paleogen, utwory występujące na obszarze pienińskiego pasa skałkowego nie są już zróżnicowane na serie.

Na północ od pienińskiego pasa skałkowego wyróżniono paleoceńsko-eoceński flisz serii magurskiej sukcesji krynickiej, a na południe – oligoceński flisz podhalański. Zaznaczono też wulkanity alpejskie, dla których przyjęto wiek mioceni. Serie pokrywowe pliocenu i czwartorzędu leżą płatami niezgodnie na utworach starszych.

Serie pienińskiego pasa skałkowego

1. Jura

a. Jura dolna–środkowa

Pliensbach–bajos

Margle i wapienie margliste z miką (warstwy opalinusowe) oraz iły i łupki ilaste z syderytami (warstwy munchisonowe) – serie braniska i czorsztyńska. Warstwy opalinusowe występują w okolicach Podubocza, Buwałdu i Kapuśnicy, a warstwy munchisonowe w okolicach Niedzicy, zamku czorsztyńskiego, Kapuśnicy i Buwałdu.

Warstwy opalinusowe (formacja margli z Krempachów) wykształcone są jako margle i wapienie margliste, łupkowate, szare, szaroniebieskie, plamiste często z drobnymi blaszkami miki. Na podstawie fauny amonitowej wiek ich określa się na pliensbach górny–aalen (Birkenmajer, 1977). Miąższość warstw opalinusowych dochodzi do 30 m.

Łupki munchinosowe (formacja łupków ze Skrzypnego) są to łupki ilaste, iły margliste, czarne, niebieskawo-czarne lub zielonkawe po zwiertzeniu. Zawierają liczne soczewki sferosyderytów, których średnica dochodzi do 50 cm oraz amonity reprezentujące aalen górny–bajos środkowy (Birkenmajer, 1977). Miąższość łupków wynosi zwykle 5–10 m, rzadziej dochodzi do 30 m.

* *

*

Wiek zaliczanych do aalenu utworów jest od dawna dyskusyjny. Na arkuszu Piwniczna SMGP (Golanka, Rączkowski, 1983, 1984) osady te, określane jako warstwy ze Sztolni i Sprzycznego, zaliczono do albu–cenomanu, głównie opierając się na badaniach otwornic wykonanych przez Blaicher

i badania mikrofacjalne Golonki. Utrzymany jest jednak pogląd o jurajskim (toark górny–aalen) wieku tych warstw (Birkenmajer, 1977, 1979, 1985; Birkenmajer, Myczyński, 1977). Przedstawiając obraz pienińskiego pasa skałkowego zgodnie z mapą Watchy (1966a), pozostawiono jurajski wiek kontrowersyjnego ogniwa. Problem wymaga jednak dalszych badań.

Toark–aalen

Toark górny–aalen dolny

Łupki i piaskowce muskowitowo-biotytowe, miejscami wapienie krynoidowe – serie: braniska, niedzicka, czertezicka i Grajcarka (hulińska, magurska). Występują one w okolicach Harcygrundu, Majerzy, Hałuszowej, Zabaniszcz i Palenicy.

Omawiane utwory określane jako formacja szlachtowska wykształcone są w postaci czarnych, ciemnoszarych, niebieskawych łupków i piaskowców muskowitowo-biotytowych, z wkładkami wapieni krynoidowych i syderytowych (2–20 cm miąższości). Podkreślany jest fliszowy charakter tych osadów. Występująca w nich fauna wskazuje na wiek utworów – toark górny–aalen dolny (Birkenmajer, 1977). Miąższość ogniwa wynosi 5–30 m w obrębie serii braniskiej, 10–30 m w obrębie serii czorsztyńskiej i do 220 m w serii Grajcarka.

b. Jura środkowa

Bajos

Margle mułowcowe, wapienie margliste z miką i konkrecjami pirytu (łupki posidoniowe) (formacja łupków z Harcygrundu) – serie: pienińska, braniska i Grajcarka występują m.in. w dolinie Harcygrundu w okolicach Kapuśnicy i Piekiełka. Są to margle mułowcowe, wapienie margliste czarne, ciemnoszare, z licznymi blaszkami miki, drobnymi konkrecjami pirytu i detrytusem roślinnym. Zawierają liczne skorupki małży *Bositra buchi* (Roemer) i *Posidonia alpina* Gras. Fauna łupków posidoniowych kwalifikuje je do poziomów amonitowych bajosu środkowego (Birkenmajer, 1977). Miąższość ogniwa wynosi 70–100 m, a w serii Grajcarka tylko 30 m.

Margle plamiste i wapienie (formacja wapieni z Podzamcza) (warstwy nadposidoniowe) – serie pienińska i braniska. Utwory te występują w okolicach zamku niedzickiego, Kapuśnicy, Piekiełka, Flaków i Sokolicy. Wykształcone są w postaci wapieni plamistych, marglistych szaroniebieskich, po zwietrzeniu brązowych, przeławiconych łupkami marglistymi o podobnej barwie. W wapieniach i marglach występują stosunkowo liczne amonity wskazujące

na utworzenie osadów w bajosie środkowym (Birkenmajer, 1977). Miąższość ogniwa wynosi zwykle 40–50 m, a niekiedy do 100 m.

Bajos–baton

Wapienie krynoidowe (białe i czerwone) (formacja wapienia ze Smolegowej, formacja wapienia z Krupianki) – seria czorsztyńska. Wapienie te występują w Pienińskim Potoku, na Czerteziku, w okolicy zamku w Czorsztyńcu i Niedzicy oraz w Niedzicy–Podmajerzy.

Są to drobno- i średnioziarniste wapienie z licznymi członami łodyg liliowców. Wapienie krynoidowe określane jako białe są: białe, szare, żółtawe, miejscami różowawe lub czerwone, zawierają drobne ziarna białego lub różowego kwarcu, okruchy dolomitów i wapieni triasowych oraz niebieskich i czerwonych łupków. Wapienie krynoidowe określane jako czerwone mają barwę czerwoną, ciemnoczerwoną lub czerwonoszarą, zawierają ziarna kwarcu i drobne okruchy skał triasowych. Na podstawie ubogiej fauny ramienionogów i amonitów wiek wapieni białych określa się na bajos środkowy–bajos górny, a wiek wapieni krynoidowych czerwonych na bajos górny–baton (kelowej?) (Birkenmajer, 1977). Miąższość ogniwa w obrębie serii czorsztyńskiej wynosi 70–100 m lokalnie może dochodzić do 150 m.

2. Jura–kreda

a. Jura środkowa–kreda dolna

Bajos–barrem

Wapienie krzemionkowe, radiolaryty i łupki krzemionkowe (radiolaryty manganowe) (formacja radiolarytów z Sokolicy); rogowce wapniste i wapienie radiolariowe z łupkami ilastymi lub marglistymi (radiolaryty zielone i czerwone), wapienie pseudobulaste (znikoma część formacji wapienia czorsztyńskiego) i wapienie rogowcowe (formacja wapienia pienińskiego) – serie: pienińska, braniska i Grajcarka. Omawiane osady występują w okolicy Kapuśnicy i na Sokolicy (radiolaryty manganowe); w okolicy Niedzicy–Podmajerzy, zamku niedzickiego, Kapuśnicy, Macelowej i Białej Skały, Zabaniszczu, na Czerteziku i Sokolicy (radiolaryty zielone i czerwone), w okolicy Kapuśnicy, Macelowej i Trzech Koron (wapienie rogowcowe) oraz w okolicy Złatnego, Falsztyna i Niedzicy (wapienie pseudobulaste).

Radiolaryty manganowe są to margliste wapienie krzemionkowe, radiolaryty i łupki krzemionkowe barwy szarozielonej, niebieskozielonej, szaroniebieskiej i czarnej, z nalotami związków

manganu. Wiek ogniwa określa się na bajos górny (?)–oksford dolny (?) (Birkenmajer, 1977). Jego miąższość dochodzi do 25 m.

Radiolaryty zielone i czerwone osiągają 25 m miąższości. Wykształcone są jako radiolariowe rogowce wapniste lub pozbawione węgla wapnia krzemionkowe wapienie radiolariowe przeławicające się z cienkimi łupkami ilastymi lub marglistymi. Ich wiek określono na oksford–tytan dolny (Golonka, Rączkowski, 1984).

Wapienie pseudobulaste są to czerwone i pstre wapienie gruzłowato-ławicowe, przeławicone wapieniami krzemionkowymi, marglami, często z wstęgami i bułami rogowców i z wkładkami margli pstrych i wapieni marglistych. Wiek wapieni pseudobulastych określa się na kimeryd (Golonka, Rączkowski, 1984), a ich miąższość dochodzi do 4 m.

Wapienie rogowcowe wykształcone są jako białe, kremowe, jasnoszare, często plamiste warstwowane wapienie z soczewkami i przerostami niebieskawych i czarnych rogowców. Ich miąższość dochodzi do 180 m. Wapienie rogowcowe zawierają ubogą faunę amonitów, belemnitów i ramienio-
nogów oraz liczne kalpionelle i nanonoplankton. Wiek ogniwa określa się na tyton dolny–barrem (Birkenmajer, 1977, 1984) lub tyton dolny–alb dolny (Golonka, Sikora, 1981).

Kelowej–hoteryw

Wapienie bulaste (wapienie czorsztyńskie), radiolaryty, wapienie: kalpionellowe, brachiopodowe, krynoidowe i okruczowe – serie: niedzicka, czertezicka i czorsztyńska *sensu stricto*. Skały te występują w okolicach zamku w Czorsztynie, skałki Halka, zamku niedzickiego, Piekiełka, Upszaru, Pienińskiego Potoku, na Czer-
teziku, w Buwałdzie (wapienie bulaste), w okolicy zamku w Czorsztynie i Niedzicy, Pienińskiego Potoku, Piekiełka (formacja wapieni dursztyńskich), Falsztyna, Zielonych Skałek, zamku czorsztyńskiego (formacja wapieni łyzańskich i wapienia spiskiego).

Wapienie bulaste czorsztyńskie (formacja wapienia czorsztyńskiego) są gruzłowate, bulaste, w spągu ciemnoczerwone, często słabo scementowane, w wyższych partiach jasnoczerwone, silnie scementowane. Spoiwo ma charakter hematytowo-marglisty. Wiek wapienia czorsztyńskiego określa się na kelowej–kimeryd do tytonu dolnego. Miąższość ogniwa wynosi 10–30 m. W seriach czertezickiej i niedzickiej odpowiednikiem wiekowym wapienia czorsztyńskiego są w znacznej mierze radiolaryty.

Wapienie: kalpionellowe czerwone i białe, globochetowe, krynoidowe, detrytyczne i brekcje sedimentacyjne (formacja wapieni dursztyńskich) zawierają liczną faunę, wskazującą na tyton dolny (lub środkowy)–berias dolny (Birkenmajer, 1977; Golonka, Sikora, 1984).

Wapienie ramienionogowe, krynoidowo-ramienionogowe, krynoidowe, wapienie detrytyczne (formacja wapieni łyzańskich), o miąższości 0,5–13,5 m, zawierają faunę wskazującą na wiek berias-walanżyn (Birkenmajer, 1977).

Wapienie krynoidowe, ciemnoczerwone lub czerwono-brunatne, miejscami pstre, fioletowe i zielone, pozbawione kwarcu (formacja wapienia spiskiego) osiągają miąższość 6–9 m, rzadziej do 16,5 m. Ich wiek określa się na walanżyn-hoteryw (Birkenmajer, 1977).

Seria Grajcarka i osłona serii pienińskiego pasa skałkowego

1. Kreda

a. Kreda dolna

Apt–alb

Łupki z wkładkami wapieni rogowcowych, mułowców, miejscami piaskowców i zlepieńców (warstwy globigerinowo-radiolariowe); wapienie margliste (łupkowate) lub wapienie bulaste czerwone i pstre (warstwy z Chmielowej); wapienie margliste z soczewkami i wkładkami rogowców radiolariowych oraz łupki margliste, margle i wapienie (warstwy z Pomiedznika). Skały te występują w okolicach Kapuśnicy, Sokolicy, Macelowej-Białej Skały, zamku w Niedzicy, w Buwałdzie, na Czerteziku (warstwy globigerinowo-radiolariowe); w okolicach Falsztyna, zamku czorsztyńskiego i Zielonych Skałek (warstwy z Chmielowej i warstwy z Pomiedznika).

Warstwy globigerinowo-radiolariowe o miąższości do 45 m, wykształcone są jako łupki czarne i ciemnoszare z wkładkami plamistych wapieni rogowcowych, miejscami również mułowców (w niższej części profilu) oraz ciemnoszarych, czarnych i zielonych (niekiedy czerwonych) wapieni plamistych z wkładkami wapieni mułowcowych i piaskowców drobnoziarnistych i zlepieńców (w wyższej części profilu). Zawierają mikrofaunę wieku: apt–alb (Birkenmajer, 1977). Sygnalizowana jest możliwość szerszego zasięgu wiekowego tych utworów (Golonka, Sikora, 1981).

Warstwy z Chmielowej są to wapienie margliste, wapienie czerwone i pstre łupkowate lub bulaste. Ich miąższość wynosi 1,5–10,0 m.

Warstwy z Pomiedznika wykształcone są jako zielone i czarne, często plamiste, skrzemionkowane wapienie margliste z soczewkami i wkładkami rogowców radiolariowych zielonych, brunatnych i czarnych. W wyższej części formacji występują łupki margliste i margle podobnej barwy, przeławiczone wapieniami marglistymi bez rogowców. Miąższość warstw z Pomiedznika,

wynosząca zwykle około 10 m, dochodzi niekiedy do 35 m. Na przekroju C–D ([tabl. II](#)) w profilu otworu w Szczawnicy (otw. 4) ([tabl. III](#)) do wydzielenia tego zaliczono dolnokredowe, fliszowe warstwy z Bryjarki o nieustalonym bliżej wieku (Birkenmajer i in., 1979).

b. Kreda górna

Cenoman–mastrycht

Cenoman–mastrycht dolny

Margle i wapienie margliste pstre (margle globotruncanowe zielone i pstre) (margle z Jaworek) występują w okolicach zamku w Czorsztynie, zamku w Niedzicy, skałki Halka, na Buwałdzie, w okolicach Białej Skały na Marcelowej Górze i Kapuśnicy. Są to margle i wapienie margliste zielone lub pstre, lokalnie czerwone, miejscami z cienkimi wkładkami piaskowców i łupków radiolariowych. Zawierają mikrofaunę określającą wiek ogniwa na cenoman–mastrycht dolny (Birkenmajer, 1977; Golonka, Rączkowski, 1984). Miąższość margli pstrych wynosi 10–100 m, a obręb serie pienińskiej może wynosić 170 m.

Cenoman–kampan

Cenoman górny–kampan

Łupki pstre z wkładkami piaskowców cienkoławicowych (łupki z Malinowej) występują w okolicach góry Jarmuty, potoku Głębokiego, Grajcarka, zamku w Czorsztynie, Falsztyńskiego Potoku i Zielonych Skałek. Wykształcone są jako łupki ilaste, miejscami margliste, czerwone, wiśniowo-czerwone, rzadziej zielone i pstre. Zawierają przeławicenia cienkoławicowych zielonawych i niebieskawych piaskowców drobnoziarnistych, skorupowych, z hieroglifami, a także kilkumetrowe pakiety cienkoławicowego fliszu o typie warstw sromowiecznych. W obrębie warstw pstrych zaobserwowano wkładki tufitów biotytowo-skaleninowych, a także konkrecyjne skupienia związków miedzi. Wiek łupków z Malinowej określono na cenoman górny–kampan (Birkenmajer, 1977; Golonka, Rączkowski, 1984). Ich miąższość wynosi 20–100 m, a w obrębie serie Grajcarka może wynosić 180 m.

Koniak–kampan

Koniak–kampan dolny

Piaskowce, łupki, mułowce, margle i iłowce – warstwy sromowieczne. Opisywane utwory występują na rozległym obszarze w dolinie Dunajca pomiędzy Sromowcami Wyżnymi a Sromowcami Niżnymi, w Kapuśnicy, w okolicy Zielonych Skałek, Falsztyńskiego Potoku i zamku w Niedzicy. Są to utwory fliszowe – przewarstwiające się piaskowce wapniste, często

skorupowe, mułowce, łupki margliste i margle piaszczyste szaroniebieskie w stanie świeżym, a zielonawe lub żółtawe po zwiertzeniu. W najniższej ich części występują kilkumetrowej miąższości oliwkowo-żółte, nieco margliste, iłowce. Piaszkowce tego kompleksu posiadają liczne hieroglify pochodzenia zarówno mechanicznego, jak i organicznego. Piaszkowce przewarstwiają się z mułowcami i łupkami w proporcji przeważnie 1:1, tworząc pakiety drobnorytmicznego fliszu. Miąższość tego ogniwa sięga 150 m. Wiek warstw sromowieckich określa się na koniak–santon, ewentualnie kampan dolny (Birkenmajer, 1977).

Kampan–mastrycht

Kampan górny–mastrycht

Piaszkowce, zlepieńce i łupki – warstwy jarmuckie. Warstwy te występują w okolicach góry Jarmuty, potoku Głębokiego, Grajcarka, Krościenka, zamku czorszyńskiego, Falsztyna i Zielonych Skalek. Wykształcone są jako gruboławicowe (0,5–5,0 m miąższości) piaszkowce wapniste, drobno-, średnio-, i gruboziarniste stalowoniebieskie, zielonawe, z ciemniejszymi plamkami, po zwiertzeniu zielonawożółtawe, z wyraźnymi żółtymi plamkami. Piaszkowce te zawierają znaczne ilości okruszowego materiału węglanowego (dolomity i wapienie), w mniejszym stopniu okruschy skał krystalicznych. Piaszkowce przewarstwiają się z łupkami marglistymi, żółtymi i oliwkowymi. Piaszkowce z reguły przeważają nad łupkami, ale są takie pakiety, w których stosunek zawartości piaszkowców do łupków wynosi 1:1. Występują tu wówczas piaszkowce cienko- i średnioławicowe, często skorupowe, hieroglifowe, drobno- i średnioziarniste, popielate lub stalowe, często po zwiertzeniu zielonkawo-żółte z żółtymi centkami. Pospolicie w warstwach jarmuckich występują zlepieńce; wśród otoczaków dominują dolomity i wapienie triasowe, wapienie urgońskie, w mniejszym stopniu wapienie jury i kredy dolnej o mikrofacjach analogicznych do występujących w różnych utworach serii skałkowej. Kolejnym typem litologicznym warstw jarmuckich są olistostromy – brekcje sedymentacyjne złożone z olistolitów (bloków wielkości od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów). Bloki te są prawie całkowicie pozbawione śladów obróbki mechanicznej, a reprezentują różne elementy serii skałkowych. Omawiane warstwy są ubogie w skamieniałości. Ich wiek określa się na kampan górny–mastrycht (Birkenmajer, 1977; Golonka, Rączkowski, 1984).

2. Paleogen

a. Eocen–oligocen

Mułowce margliste z wkładkami piaszkowców i zlepieńców oraz piaszkowce z wkładkami łupków – warstwy złatniańskie. Na obszarze pienińskiego

pasa skałkowego w obrębie obszaru arkusza, w kilku miejscach (na północ od Łapsz Niżnych, w okolicy Niedzicy na Cisówce, na południe od Tylki, w paśmie granicznym na południe od Szczawnicy), znane są płaty utworów paleogenu o dyskusyjnym wieku i pozycji tektonicznej. Położenie tych utworów na terenie arkusza oparte jest na mapie zestawionej przez Watychę (1966b). Obszar koło Szczawnicy uzupełniono schematycznie danymi ze szkicu geologicznego Birkenmajera (1979) i mapy przeglądowej 1:200 000 CFSR (Matejka, red., 1963). Birkenmajer (1960, 1963b, 1970, 1979) zalicza te utwory do paleogenu magurskiego osadzonego według tego autora na sfałdowanych górnokredowych jednostkach skałkowych. Podkreśla on litologiczne związki z warstwami „kluszkowskimi” i łączy oba ogniwa w formację szczawnicką. Podkreślono związek warstw szczawnickich z formacją ropieniecką, pominięto nazwę warstwy kluszkowskie, a warstwy złatniańskie potraktowano jako samodzielne ogniwo wymagające dalszych badań. Morgiel i Sikora (1974a) zasygnalizowali obecność w warstwach złatniańskich otwornic „eooligocenijskiego” wieku i zasugerowali istnienie sukcesji i jednostki złatniańskiej związanej z „rowem złatniańskim” znajdującym się w południowej strefie geosynkliny pienińskiego pasa skałkowego. W przedstawionym obecnie kompilacyjnym obrazie pienińskiego pasa skałkowego nie sprecyzowano przynależności strukturalnej tych utworów i pozostawiono je jako serię złatniańską. Jej związek z paleogenem magurskim wydaje się bardziej prawdopodobny.

Warstwy złatniańskie są to żółtozielone i ciemnopopielate mułowce margliste z wkładkami piaskowców gruboziarnistych i zlepieńców z przerobionym materiałem skałkowym. Ławice tych utworów osiągają kilka metrów grubości. Występują tu też drobnoziarniste piaskowce laminowane z wkładkami łupków niebieskich. W zlepieńcach tego ogniwa stwierdzono liczne duże otwornice eocenu dolnego (Bieda i in., 1963). Miąższość omawianych warstw nie przekracza 100 m.

Przyjmowany powszechnie dolnoeocenijski wiek warstw złatniańskich został podważony przez stwierdzenie zespołów małych otwornic z pogranicza eocen–oligocen i sugestię, że duże otwornice są na drugorzędnym złożu (Morgiel, Sikora, 1974a). Na omawianym terenie przyjęto więc ich wiek na eocen–oligocen, jak na arkuszu Piwniczna (Golonka, Rączkowski, 1983).

Seria magurska–krynica

1. Paleogen

a. Paleocen–eocen

Paleocen środkowy–eocen dolny

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych i łupki – warstwy szczawnickie. Warstwy szczawnickie stanowiące ogniwo formacji ropienieckiej (Golonka, Rączkowski, 1983, 1984) nazywane były

fliszem granicznym (Uhlig, 1890a; Małkowski, 1923), warstwami belowskimi (Bogacz, Węclawik, 1962), warstwami nowotarskimi (Watycha, 1963b) i warstwami inoceramowymi (Żytko, 1963). Kompleks ten został opisany przez Birkenmajera (1962b, 1963b) jako warstwy szczawnickie w facji północnej (warstwy kluszkowskie), a następnie podniesiony do rangi formacji szczawnickiej (Birkenmajer, 1979). Alexandrowicz i inni (1984) podkreślają litologiczne podobieństwo utworów formacji szczawnickiej do drobnorytmicznego fliszu górnej części formacji jarmuckiej, jednak stosunek obu ogniw nie jest jasny.

Warstwy szczawnickie ciągną się wąskim pasem od zachodniej granicy obszaru arkusza w okolicy Baniowych w kierunku Kluszkowiec–Grywałdu, a także pojawiają się dalej na południu w okolicy Kluszkowiec i Czorsztyna. Główne obszary ich występowania znajdują się na przedpolu pienińskiego pasa począwszy od okolic Hałuszowej po Szczawnicę. Na północ od Grywałdu–Krościenka obszar ich występowania rozszerza się ku północy sięgając po okolice przysiółków Kotelnica i Łąkcica. Pojawiają się też daleko na północy w przysiółkach Chlebki i Miazgi w Tylmanowej.

Warstwy szczawnickie tworzy flisz, w którym stosunek grubości piaskowców do łupków jest zmienny. Piaskowce są silnie wapniste, z liczną strzałką kalcytową, twarde, zlewne, o tnącym przełamie, drobnoziarniste, o niebieskawej barwie na świeżym przełamie, a żółtawej po zwietrzeniu, popielatoszarej lub jasnoszarej. Są one na ogół cienko- i średnioławicowe o miąższościach 1–70 cm, najczęściej jednak 10–40 cm; wykazują wyraźną laminację podkreśloną nagromadzeniami muskowitu i detrytusu roślinnego oraz warstwowanie przekątne, konwolutne, rzadziej frakcjonalne. Na powierzchniach spągowych ławic obserwuje się liczne hieroglify, zarówno organicznego, jak i mechanicznego pochodzenia. Dość częste są ławice piaskowców zlepieńcowatych. Niektóre z ławic tego typu obfitują w okruchy litotamniów i były opisywane z okolic Krościenka jako piaskowce litotamniowe (Alexandrowicz i in., 1966).

Piaskowce przeławicone są miękkimi łupkami marglistymi, łupkami ilastymi lub marglisto-ilastymi, rzadziej piaszczystymi, o zazwyczaj nierównym przełamie. Łupki mają barwę niebieskawą, ciemnopopielatą, a w części górnej zielonawą.

Pełna miąższość omawianych warstw nie jest dokładnie znana. Z oceny profilów odsłaniających się w różnych potokach wynika, że osiąga ona 350–400 m.

W próbkach z osadów zaliczonych do opisywanych utworów, które pobrano w potoku Hubargowy, w prawych dopływach Krośnicy na wschód od Hałuszowej oraz w dopływach Czarnej Krośnicy z północy, stwierdzono zespoły otwornic z *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski) wskazujące na paleocen. Brak jest podstaw na przyjęcie obecności osadów kredy górnej w tym ogniwie na badanym terenie.

Badania nanoplanktonu, wykonane przez Dudziaka (Birkenmajer, Dudziak, 1981) prezentują wiek tej formacji jako wyższą, część paleocenu środkowego–środkową część eocenu dolnego.

* *

*

W stropowej części warstw szczawnickich w niektórych profilach (np. w Kluszkowcach) występują wkładki piaskowców gruboławicowych (typu magurskiego), zlepieńców i łupków – ogniwo z Życzanowa.

Przy ujściu Ścigockiego Potoku do Dunajca (na tarasie) ukazuje się spod warstw szczawnickich kompleks gruboławicowych, mikowych, hieroglifowych piaskowców, zaliczonych przez Birkenmajera (1979) do „piaskowców magurskich”. W niniejszym opracowaniu autorzy reambulacji wyodrębnili te utwory jako ogniwo z Życzanowa.

b. Eocen

Eocen dolny

Łupki ilaste, piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe, mułowce i łupki margliste – warstwy z Zarzecza. Watyha (1963b, 1966b), który w latach 1939–1963 wykonał zdjęcie geologiczne dużego obszaru Gorców wyróżniał w tej pozycji warstwy podmagurskie. Do warstw z Zarzecza zaliczono utwory o przewadze łupków, rozwinięte lokalnie w dolnej części piaskowców z Piwnicznej należących do warstw magurskich *sensu lato*.

Omawiane utwory występują w zachodniej części obszaru arkusza w okolicy Maniów, Kluszkowiec, Mizernej i Czorsztyna. Ku wschodowi przechodzą boczenie w warstwy o przewadze piaskowców gruboławicowych zaliczane do piaskowców z Piwnicznej, a wśród tego ogniwa pojawiają się trudne do wykartowania pakiety łupków typu warstw podmagurskich. Jedynie między Haluszą, Tylką i w rejonie przysiółka Miazgi w Tylmanowej utwory te rozwinięte są na większą skalę.

Osady zaliczone do warstw z Zarzecza na obszarze arkusza Szczawnica-Krościenko są zróżnicowane. Występują w nich pakiety drobnorytmicznego fliszu składające się z cienko- i średnioławicowych piaskowców o miąższości 15–70 cm, rzadziej 7–10 cm, sporadycznie do 70–80 cm. Są one na ogół twarde, drobno- i średnioziarniste, wapniste. Wykazują wyraźną laminację płaską, równoległą, rzadziej uziarnienie frakcyjne. Są popielate, a wietrzeją na rdzawo i jasnobrunatno. Często są hieroglify organicznego i mechanicznego pochodzenia oraz strzałka kalcytowa.

Występują też ławice piaskowców o litotypie magurskim, miąższości od 10 do 170 cm (najczęściej 30–50 cm), z laminacją w stropie ławic grubszych i łagodnym przejściem do łupków pyłowatych. Łupki są przeważnie ilaste, wykazują przełam muszlowy bądź nierówny, wietrzeją rdzawo, a na świeżym przełamie są najczęściej szare, niebieskawe, bywają również rdzawe, popielatordzawe,

szarobrunatne, szarozielone, zielone i żółte. Rzadziej w profilu ogniwa (w jego stropowych partiach) występują brunatne, popielate łupki wapniste o płytkowym przełamie oraz jasnopopielate, wietrzejące rdzawo i czekoladowo grubo łupiące się łupki margliste, a także popielate margle (miąższości kilkudziesięciu centymetrów) przypominające margle łąckie. Miąższość warstw z Zarzecza dochodzi do 250–300 m.

W próbkach pobranych z utworów zaliczonych do warstw z Zarzecza, z wkopu na przełęczy Snoska, stwierdzono zespół otwornic wskazujący na eocen dolny–środkowy. Badania nanoplanktonu z podobnych osadów z okolic Mizernej i Krościenka przeprowadzone przez Budziska (Birkenmajer, Dudziak, 1981) wskazują na eocen dolny.

Piaskowce gruboławicowe z wkładkami zlepieńców oraz łupki (ogniwo z Piwnicznej). Stratotyp piaskowców z Piwnicznej reprezentujących ogniwo serii magurskiej znajduje się w okolicy Piwnicznej (Ostrowicka, 1969). Na obszarze arkusza Szczawnica-Krościenko do ogniwa z Piwnicznej włączony został kompleks piaskowców określanych wcześniej jako warstwy z Frydmana (Birkenmajer, 1963b, 1979).

Piaskowce ogniwa z Piwnicznej tworzą szeroki pas wystąpień od Maniowych po Szczawnicę na przedpolu pienińskiego pasa skałkowego. W środkowej części terenu arkusza przechodzą na północ od pasma Lubań–Marszałek i sięgają po rejon Kłodnego na wschodzie, a na północy ciągną się od Tylmanowej po okolice Obidzy.

Wśród omawianych piaskowców przeważają piaskowce o litotypie magurskim, średnio- i gruboziarniste, o miąższościach ławic dochodzących do kilku metrów, pozbawione uławicenia lub słabo uławicone, o nieuporządkowanej zazwyczaj strukturze, z rzadka wykazujące uziarnienie frakcjonalne. Piaskowce te mają na świeżym przełamie barwę jasnoszarą, po zwietrzeniu brunatną, brunatnożółtą lub szarozieloną. W ich skład wchodzi głównie kwarc (szklisty, mleczny, ceglasty), w dalszej kolejności skalenie, okruchy skał węglanowych, rogowców, piryty i muskowit. Niekiedy w obrębie ławic obserwuje się bezładnie rozrzucone okruchy łupków lub pustki po nich występujące w spągowych partiach ławic. Hieroglify są bardzo rzadkie. W obrębie ogniwa z Piwnicznej występują również z rzadka szare, szaropopielate, drobnoziarniste piaskowce, drobno- i średnioławicowe, laminowane, twarde, wapniste, ze strzałką kalcytową i licznymi bio- oraz mechanoglifami.

Częstym składnikiem opisywanego ogniwa są piaskowce zlepieńcowate, a nawet zlepienie, o grubości ziarna do 5–7 mm tworzące części ławic piaskowców lub samodzielne ławice. Głównym ich składnikiem jest kwarc, częste są okruchy czerwonego kwarcu i kwarcytów, podrzędnie występują okruchy skał węglanowych.

Z rejonu Krościenka-Szczawnicy sygnalizowana jest obecność, w spągu profilu ogniwa z Piwnicznej, grubej ławicy (do 10 m grubości) lub kilku ławic piaskowców określanych jako „ławica z Marszałka” (Alexandrowicz i in., 1984; Golonka, Rączkowski, 1984). Wyznacza ona ostrą granicę z podścielającymi utworami warstw szczawnickich.

Łupki tworzą cienkie wkładki, spotyka się jednak również grube kilkumetrowe pakiety. Są one przeważnie żółte, jasnopopielate, zielonkawe lub brunatne, grubo łupiące się, identyczne jak w warstwach z Zarzecza. Ten typ łupków często jest spotykany zwłaszcza w południowym pasie wystąpień utworów ogniwa z Piwnicznej w obrębie obszaru arkusza. Wkładki łupków są zwykle popielatozielonawe, a ku spągowi przechodzą w mułowce.

Mięszczość ogniwa z Piwnicznej jest zmienna. W okolicy Szczawnicy wynosi około 350–400 m, w rejonie Krośnicy sięga około 700 m, a na zachód od Tylmanowej przekracza 800 m.

Próbki pobrane z omawianych skał przeważnie nie zawierały zespołów fauny o znaczeniu stratygraficznym. W potoku spływającym z Lubania do Grywałdu, w kompleksie łupków marglistych stwierdzono faunę wskazującą na niższą część eocenu. Próbki pobrane z tego ogniwa w Ciechorzynie zawierają otwornice wskazujące na paleocen–niższy eocen.

Na omawianym obszarze piaskowce ogniwa z Piwnicznej zaliczono do eocenu dolnego.

Eocen dolny–środkowy

Łupki, margle, piaskowce średnioławicowe i cienkoławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych i margli (warstwy z Kowańca). Wydzielenie to wprowadzono zgodnie z definicją Cieszkowskiego (1979). Warstwy te wyróżniane są na rozległych obszarach występowania serii krynickiej w postaci kilku pasów na północnych i południowych stokach pasma Lubania (Alexandrowicz i in., 1984). Skrajnie południowy pas, na północ od Krośnicy i Grywałdu, kontynuuje się ku zachodowi przez rejon Mizernej. Jego przebieg jest jednak na mapie zaznaczony jako przypuszczalny. Warstwy z Kowańca stwierdzone zostały też na północ od Szczawnicy oraz między doliną Dunajca a Obidzą (część wsi Tylmanowa).

Omawiane osady tworzą głównie drobnorytmiczny flisz z dużą zawartością łupków, rozdzielonych ławicami grubołuźliwych łupków i margli oraz piaskowców gruboławicowych typu magurskiego. Na obszarze arkusza Szczawnica-Krościenko nie stwierdzono w tej pozycji stratygraficznej łupków pstrych znanych z innych obszarów (Alexandrowicz i in., 1984).

We wkładkach drobnorytmicznego fliszu dominują żółte i zielonawe miękkie łupki margliste, często fukoidowe, rozdzielone drobnoziarnistymi wapnistymi, twardymi laminowanymi piaskowcami. Na dolnych powierzchniach są liczne bioglify. Występują także wkładki łupków niebieskawych

i ciemnobrunatnych ilastych lub słabo wapnistych. Ważnym elementem warstw z Kowańca są kilkucentymetrowej miąższości ławice popielatych łupków i margli rozpadających się sierpowato. Przypominają opisane wyżej margliste łupki warstw z Zarzecza oraz margle łąckie. Wśród warstw z Kowańca występują pojedyncze grube ławice piaskowców średnio- lub gruboziarnistych szarozielonych lub niebieskawych, bez laminacji, o uwarstwieniu frakcyjnym.

Najbogatszy zespół otwornic z warstw z Kowańca stwierdzony został w próbce pobranej w leju źródłowym potoku spływającego do Grywałdu z Lubania, około 500 m na południe od szczytu. Zespół ten wskazuje na niższą część eocenu, a być może pogranicze eocenu dolnego i środkowego.

c. Eocen–oligocen

Eocen–oligocen dolny

Piaskowce gruboławicowe i łupki; łupki ilaste czerwone i zielone (łupki pstre) – warstwy magurskie. Warstwy magurskie są najmłodszym ogniwem serii magurskiej w obrębie obszaru arkusza. Z warstw tych zbudowane są rozległe masywy Lubania i Dzwonkówki. Od pasma Dzwonkówki ciągną się one aż po dolinę Dunajca w Tylmanowej, a od pasma Lubania ku wschodowi po obszar źródłowy Czarnej Krośnicy.

Głównym składnikiem omawianego ogniw są piaskowce gruboławicowe o miąższości ławic do kilku, a wyjątkowo do 10 m. Są to piaskowce średnio- i gruboziarniste, często o słabo widocznym frakcjonowaniu, słabo wapniste, najczęściej niebieskawoszare, popielate lub zielonawe, po zwietrzeniu przeważnie beżowe. Sporadycznie występują grube ławice zlepieńcowatych piaskowców lub zlepieńców. Ławice piaskowców rozdzielone są cienkimi wkładkami łupków ilastych lub wapnistych, szarych, zielonawych, oliwkowych, przechodzących w mułowce, często ze zwęglonym detrytusem roślinnym, o grubości przeważnie od kilku do kilkunastu centymetrów.

W stropowej części ogniw, a być może ponad nim (w osi synkliny), w paśmie Dzwonkówki, występują wkładki łupków pstrych. Nie znaleziono ich obecnie w terenie, a na mapie zaznaczone są według Watychy (1966b). Miąższość warstw magurskich na obszarze arkusza jest trudna do ustalenia. W paśmie Dzwonkówki dochodzi do 900–1000 m.

W próbce z utworów odsłaniających się w potoku Krośnica, w najwyższej części warstw magurskich stwierdzono ubogi zespół długowiecznych otwornic (oznaczenia – E. Waleta): *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Glomoapira gordialis* Jones et Parker, *Glomospira irregularis* Grzybowski, *Trochamminoides coronatus* (Brady). *Trochamminoides irregularis* (White), *Trochamminoides ci. lituiformis* (Brady), *Recurvoides* indet.

Seria fliszu podhalańskiego

1. Paleogen

a. Oligocen

Stratygrafia osadów paleogeńskich Podhala oparta była dotychczas na występowaniu dużych otwornic. Według Watychy (1959) flisz podhalański reprezentuje okres priabon dolny–oligocen. Bieda (1959) wyróżnił we fliszu podhalańskim dwa górnioeocieńskie zespoły dużych otwornic. W 1973 r. w łupkach warstw zakopiańskich w otworze Zakopane IG 1 (110443 – numer archiwalny w Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa) stwierdzono obecność zespołu małych otwornic charakterystycznych dla oligocenu (Blaicher, 1973) co nasuwa wniosek, że utwory fliszu podhalańskiego należą prawie w całości do oligocenu.

Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki – warstwy szaflarskie. Warstwy szaflarskie ciągną się wąskim pasem od Łapsz Niżnych poprzez Górę Bendyk, Górę Jędrasz po Żłoby na granicy państwa. W ich dolnej części wyróżniono kompleks piaskowcowy miąższości 200–300 m, wyżej piaskowcowo-łupkowy miąższości 100–150 m, a w górnej części kompleks piaskowcowo-zlepieńcowy o miąższości 250–350 m (Watycha, 1976).

Charakterystyczną cechą warstw szaflarskich jest znaczny udział w profilu średnio- i gruboziarnistych piaskowców, występowanie osadów osuwisk podmorskich z materiałem egzotycznym, ławic zlepieńców o charakterze osuwiskowym, piaszczystość łupków oraz wapnistość całej serii. Ławice piaskowców mają miąższości do 1 m, a najczęściej 60–70 cm. W ławicach tych można bardzo często obserwować pełne sekwencje turbidytowe – uziarnienie frakcjonalne, laminację równoległą, laminację skośną i przejścia poprzez mułowce do zapiaszczonych i ilastych łupków. Cechuje je duża zmienność miąższości, obserwowane są także boczne przejścia osuwisk podmorskich w grube ławice piaskowców, a tych z kolei w łupki piaszczyste i ilaste. Piaskowce mają najczęściej barwę szarą, niebieskoszarą, są twarde, zawierają, liczne niekiedy, żyłki kalcytowe. W spągowych partiach ławic o znacznej miąższości występują liczne, dobrze obtoczone, o średnicy 2–3 cm, ziarna wapieni, dolomitów i kwarcu, fragmenty łupków, szczątki roślin oraz okruchy dużych otwornic, ślimaków i małży itp.

Piaskowce mułowcowe i mułowce są szare, rozsypliwie, najczęściej dolomityczno-kwarcowe, zawierają dość dużo zwęglonych szczątków roślin. Łupki charakteryzują się podobną barwą jak piaskowce, jedynie w kompleksie piaskowcowo-łupkowym są ciemne, nawet czarne, skrzemionkowane i wietrzeją rdzawo, przypominając łupki menilitowe.

Mikrofauna warstw szaflarskich jest nieliczna, a okazy są często zniszczone. W próbkach z Kacwińskiego Potoku stwierdzono zespoły otwornic określające wiek osadów na eocen–oligocen.

W łupkach w obrębie kompleksu piaskowcowo-zlepieńcowatego znaleziony został zespół otwornic przypominający mikrofaunę serii menilitowo-krośnieńskiej (oligocen).

Łupki z dolomitami żelazistymi, piaskowce, zlepieńce oraz mułowce (warstwy zakopiańskie dolne). Warstwy zakopiańskie dolne występują pomiędzy zachodnią granicą terenu arkusza a Faltynowymi Kątami w południowo-zachodniej części omawianego obszaru i mają miąższość 650–700 m.

Piaskowce omawianych warstw są twarde, wapniste, przeważnie średnio- i cienkoławicowe (miąższość ławic najczęściej wynosi 30–40 cm, rzadziej 3–10 cm, a sporadycznie osiąga 150 cm), drobnoziarniste o niebieskoszarej lub stalowszarej barwie i z obfitym niekiedy detrytusem roślinnym. Spośród struktur sedimentacyjnych w piaskowcach najczęściej występuje laminacja płaska równoległa, rzadziej, zwłaszcza we wkładkach kilkucentymetrowej miąższości, laminacja skośna. Bardzo rzadko spotyka się ławice z uziarnieniem frakcyjnym.

Hieroglify pochodzenia organicznego są nieliczne, częściej występują mechanoglify wskazujące na kierunek transportu materiału fliszowego z zachodu na wschód (podobnie jak w warstwach szaflarskich).

Piaskowce w warstwach zakopiańskich dolnych mają w większości charakter szarogłazowy. W ich skład wchodzi: kwarc, skalenie potasowe i plagioklasy, okruchy skał wylewnych, metamorficznych, węglanowych i krzemionkowych oraz biotyt i muskowit, a także w niewielkich ilościach minerały akcesoryczne, glaukonit, pirit i detrytus roślinny. Spoiwo jest węglanowe o charakterze kontaktowo-porowym, niekiedy podstawowym. Składniki detrytyczne są ostrokrawędziste, słabo obtoczone (Bromowicz, Rowiński, 1965).

Piaskowce przeławiczone są ciemnoszarymi, dolomityczno-kwarcowymi mułowcami oraz wapnistymi lub ilastymi ciemnoszarymi i szaro-zielonawymi łupkami. W łupkach warstw zakopiańskich dolnych licznie występują soczewki i ławice ankerytów o miąższościach 20–40 cm, rzadko do 60 cm.

W warstwach zakopiańskich dolnych (i w górnych) występują ławice zlepieńców oraz zlepieńce, w spągowych partiach ławic piaskowców o dużej miąższości. Materiał zlepieńców stanowi głównie kwarc i dobrze obtoczone okruchy dolomitów, rzadziej wapieni, okruchy skał krystalicznych, metamorficznych, fragmenty łupków, a także zniszczone skorupki dużych otwornic, przeważnie redeponowanych okazów środkowoeoceńskiego gatunku *Nummulites perforatus* (Montfort). Próbkę z warstw zakopiańskich zawierają bardzo ubogie zespoły małych otwornic, zbliżone do zespołów serii menilitowo-krośnieńskiej. Otwornice są bardzo małe, o średnicy do 0,15 mm. W warstwach zakopiańskich dolnych z Kacwińskiego Potoku stwierdzono występowanie (oznaczenia B. Olszewska): *Ciboidoides lopjanicus* Mjatljuk, *Globigerina officinalis* Subbotina i *Chiloguembelina gracillima*

(Andreae) wieku najwyższy eocen–oligocen oraz *Allomorpina trigona* Reuss, *Chilostomella cylindroides* Reuss, *Trifarina* sp. i *Globigerina* e.g. *officinalis* Subbotina z niższego oligocenu.

Piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców (warstwy zakopiańskie górne). Warstwy zakopiańskie górne mają miąższość 600 m. W odróżnieniu od warstw zakopiańskich dolnych, wykazujących łupkowy charakter, warstwy zakopiańskie górne cechuje częstsze występowanie ławic piaskowców. Zarówno piaskowce, jak i łupki wykazują identyczne cechy sedymentologiczne i petrograficzne, jak w warstwach zakopiańskich dolnych. Nie znaleziono w nich jednak znaczącej mikrofauny.

Piaskowce, łupki i mułowce oraz zlepieńce (warstwy chochołowskie dolne). Omawiane warstwy występują w południowo-zachodniej części badanego obszaru wzdłuż granicy państwa. W granicach Polski znajduje się niższa część warstw chochołowskich dolnych, o miąższości około 500 m. Profil omawianych warstw cechuje nieco większy niż w warstwach zakopiańskich udział piaskowców. Stosunek zawartości łupków do piaskowców wynosi 1:10–1:5. Piaskowce są drobno-, rzadziej średnioziarniste, najczęściej 30–40-centymetrowej miąższości. Zdarzają się jednak ławice zarówno kilkucentymetrowe, jak i dwumetrowe. Skład piaskowców, poza obecnością okruchów granitów, jest identyczny jak skład piaskowców warstw zakopiańskich. Hieroglify wskazują na kierunki transportu materiału z zachodu ku wschodowi. Mułowce i łupki są podobne do tych samych osadów w warstwach zakopiańskich. W obrębie warstw chochołowskich dolnych spotyka się ławice zlepieńców o podobnym charakterze, jak w warstwach zakopiańskich oraz wkładki zbentonizowanych tufów (Michalik, Wieser, 1959; Halicki, 1961).

* *

*

Neogen

a. Miocen

Andezyty. Na omawianym obszarze występują znane od dawna i wielokrotnie opisywane intruzje andezytów (Birkenmajer, 1957, 1958, 1962b, 1963a, 1978, 1979; Małkowski, 1958; Kozłowski, 1961, 1965; Małoszewski, 1980). Są to andezyty amfibolowe, w mniejszym stopniu amfibolowo-augitowe. Tworzą one żyły pokładowe (sille) i żyły niezgodne z uławiceniem warstw, w które intrudowały (dajki).

Intruzje występują w utworach jednostki magurskiej, a na wschodzie wchodzą na obszar pieśnińskiego pasa skałkowego. Zaznaczają się dwa odrębne skupienia intruzji. Zachodnie grupują się wokół centralnej intruzji Wżaru (Kozłowski, 1965), sięgając w stronę Kluszkowiec, Grywałdu

i Krośnicy, a wschodnie tworzą pas o rozciągłości w kierunku WNW–ESE między Krościenkiem a Szczawnicą. Od zachodniego krańca tego pasa kilka intruzji odchodzi ku północnemu wschodowi wzdłuż doliny potoku Zakijowskiego. Brak intruzji między obu skupieniami, w strefie elewacji Krościenka opisanej w rozdziale Tektonika, wskazuje iż andezyty związane są nie tylko z podłużnym pęknięciem skorupy o rozciągłości WNW–ESE (linia andezytów pienińskich – Birkenmajer, 1985), ale także z pęknięciami poprzecznymi o rozciągłości SW–NE (lub zbliżonej) obrzeżającymi wspomnianą elewację (Żyto, 1963).

Obraz andezytów przedstawiony obecnie jest uproszczony. Na północny wschód od Wzaru, na podstawie obserwacji terenowych przyjęto istnienie intruzji o rozciągłości NNE–SSW. Wymogi druku przy tej skali mapy narzuciły potrzebę zwiększenia niektórych pól. Nie nawiązano ściśle do obrazu magnetometrycznego (np. obraz żył na wzgórzu Majerz i na południowy zachód od Grywałdu – Małoszewski, 1980), gdyż mogą się w nim ujawniać żyły pod przykryciem skał osadowych. Obraz wschodniego skupienia żył andezytowych przedstawiony jest według Birkenmajera (1979).

Na podstawie szczegółowych badań petrograficznych i geologicznych stwierdzono istnienie kilku generacji andezytów. Badania Wzaru wykazały (Birkenmajer, 1962a, 1963b), że intruzje starsze mają rozciągłość głównie równoleżnikową, a nieliczne młodsze – rozciągłość NNW–SSE. Powstaniu intruzji młodszych towarzyszyła silna działalność wulkaniczna, powstały brekcje andezytowo-osadowe. Próbną korelacja paleomagnetyczna andezytów rejonu Wzaru z wulkanitami Słowacji wskazuje, że starsze dajki mogą odpowiadać andezytom wczesnobadeńskim, a młodsze skałom z przełomu baden–sarmat na Słowacji (Birkenmajer, Nairn, 1969). Według Małkowskiego (1958) na wschód od Krościenka występują andezyty najstarszej generacji, możliwe więc, że miała tam miejsce działalność wulkaniczna już we wczesnym miocenie (Birkenmajer, 1979).

b. Pliocen

Iły, gliny, piaski i żwiry. W cegielniach Potoczki i Dziadowe Kąty odsłaniają się serie osadów plioceńskich (pliocen dolny i środkowy) wypełniających kopalne, dolnoplioceńskie doliny na południowych zboczach Gorców (otw. 2, 3). Dolną (12–16 m) część profilu stanowią leżące na podłożu fliszowym kanciaste okruchy piaskowców, otoczaki skał fliszowych oraz kwarcytów, przykryte piaskami ilastymi, z domieszką żwirów i ilów oraz siwoniebieskich, zielonych, brunatnych i czarnych ilów oraz ilów piaszczystych zawierających liczne szczątki roślin (lignityty, liście, szyszki i nasiona). Wśród osadów ilastych występują liczne wtrącenia i soczewki osadów żwirowych i żwirowo-piaszczystych. Środkową i górną (10–12 m) część profilu stanowią żwiry i okruchy w przewadze piaskowcowe, wapieni, radiolarytów czerwonych i zielonych, a także otoczaki skał

krystalicznych (tatrzańskich i fliszowych). Wśród nich występują warstwy i soczewki żwirów piaszczystych i ilastych, piasków i ilów.

Klimaszewski (1948a, b) na podstawie charakteru sedymentacji osadów i badania paleobotanicznego Szafera (1946) wyróżnił w profilach Potoczki i Dziadowe Kąty dwie części, przypisując górnej „żwirowej” wiek plejstoceni (zlodowacenia południowopolskie). Według Klimaszewskiego są to osady wielkiego stożka napływowego Czarnej Krośnicy spływającej ze stoków pasma Lubania. Dolną część profilu (plioceńską) tworzą natomiast osady częściowo soliflukcyjne oraz zastoiskowe, które wypełniały kotlinę powstałą w czasie dźwigania pasma beskidzkiego w poprzek doliny Dunajca i utrudnienia odpływu jego wód w kierunku północnym. Oszast (1973), na podstawie własnych badań paleobotanicznych całego tego profilu przypisuje mu wiek pont-dak. Całość profilu wcześniej zaliczali do pliocenu Birkenmajer (1951) i Środoń (1973). Duża ilość materiału pienińskiego w osadach obu cegielni (czerwone i zielone radiolaryty, wapienie, łupki i margle czerwone) wskazuje na częściowo pienińskie pochodzenie materiału. Transport taki był możliwy w okresie kiedy Krośnica płynęła doliną odziedziczoną po Pradunajcu południowym i stokami Gorców i Pienin (m.in. przez Krośnicę, Grywałd, Zapotocze i Padoły – Rączkowski, 1985).

W pobliżu zbiegu potoków Koprocz i Mizerka odsłaniają się osady ilaste i ilasto-piaszczyste, niebieskawozielone i niebieskie ze szczątkami sfosylizowanych roślin, a także iły piaszczyste i piaski ilaste zielonawe i brunatne z piaskowców fliszowych, z licznymi szczątkami roślinnymi. Stwierdzona w otworach wiertniczych miąższość tych osadów, wypełniających rynnę erozyjną o długości około 600 m i szerokości 150 m (Birkenmajer, 1958, 1979) osiąga 28 m. Otwory wiertnicze wykonane w 1978 r. (Instytut Botaniki PAN Kraków) i w 1982 r. (Oddział Karpacki Instytutu Geologicznego) przebiły warstwę siwych i zielonych ilów zapiaszczonych z pojedynczymi żwirami, niżej żwiry z wkładkami ilów piaszczystych z lignitytami, następnie piaski różnoziarniste ze żwirami i wkładkami ilów (1,0–1,5 m), iły piaszczyste popielate, żwiry i piaski szaropopielate (1 m), iły piaszczyste popielate (1,5 m), popielate piaski z drobnookruchowymi żwirami (ok. 1,0 m), iły piaszczyste (3,0 m), piaski i żwiry fliszowe (0,5 m) i iły piaszczyste szaropopielate (4 m). Na głębokości około 26,5–27,0 m stwierdzono wkładkę grubookruchowych żwirów fliszowych leżącą na 2,5-metrowej warstwie glin piaszczystych warstwowanych piaskami, z licznymi szczątkami zwęglonych roślin (lignitytów). Pliocenijski profil osadów kończy warstwa glin piaszczystych z wkładkami żwirów fliszowych. Leżą one na fliszowych łupkach i piaskowcach.

Na podstawie badań paleobotanicznych Szafer (1954) wyznaczył w profilu znajdującym się w sąsiedztwie wyżej omawianego profilu część plioceńską i dolnoplejstocenijską. Według Oszasta (1973) w diagramie pyłkowym osadów brak jest w obrazie roślinności podstaw do zróżnicowania

utworów na część plioceńską i plejstocieńską. Birkenmajer (1961) na podstawie charakteru sedymentacji osadów przypuszcza, że zostały one przetransportowane na skutek ruchów masowych z wyższych miejsc na stokach Gorców do ich podnóża (spływy błotne, soliflukcyjne, osuwiska). Środoń (1973) opisuje występowanie plioceńskich osadów gliniastych w pobliżu Kluszkowiec, które to osady jego zdaniem stanowią fragment pierwotnej pokrywy osadów neogeńskich w Kotlinie Nowotarskiej. Jest to 2,5–3,0-metrowa warstwa glin niebieskawych, ilastych zawierających kanciaste okruchy piaskowcowe przykryte warstwą (ok. 2,5 m) glin jasnobrązowych, z kanciastymi okruciami piaskowców fliszowych pochodzenia deluwialno-soliflukcyjnego. Analiza pyłkowa (Oszast, 1958, patrz Środoń, 1973) daje możliwość zaliczenia tych utworów do pliocenu. Osady te zostały przemieszczone w dół stoku w wyniku procesów soliflukcyjnych (Birkenmajer, 1962c) i spoczywają na żwirowo-piaszczystych osadach tarasu holocentrycznego.

Czwartorzęd

Wśród utworów rzecznych występujących na obszarze arkusza Szczawnica-Krościenko zaznacza się wyraźna granica przebiegająca wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego, która rozdziela dwa obszary o różnym, tak ilościowo, jak i jakościowo, systemie tarasów rzecznych. W obrębie podhalańskiej części terenu arkusza występują trzy systemy tarasów rzecznych związane z trzema kolejnymi piętrami zlodowacenia Tatr (Halicki, 1930; Klimaszewski, 1972). Natomiast w dolinie Dunajca poniżej Pienin można wyróżnić więcej stopni tarasowych, które są związane z piętrami zlodowacenia przedpola Karpat i Niżu Polskiego. W obrębie Pienin, na odcinku przełomu niedzickiego i przełomu pienińskiego Dunajca na zboczach doliny nie znaleziono starszych poziomów osadowych; występują tam wyłącznie spłaszczenia w obrębie stoków wycięte w odpornych wapieniach.

a. Plejstocen

Plejstocen dolny

Żwiry, głazy i gliny rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych 157,0–161,0 m n.p. rzeki. Są one najstarszymi osadami czwartorzędowymi, które zachowały się na stokach doliny Dunajca nad przysiółkiem Kłodne. Leżą na 157-metrowym cokole skalnym nad współczesnym korytem Dunajca. W 3,2-metrowym wkopie stwierdzono występowanie żwirów, głównie piaskowcowych (61%), obtoczonych głazów i żwirów kwarcytowych (20%), silnie zwiertzałych granitów (18%), wapieni i andezytów. Znaleźli to, po raz pierwszy opisane przez Małkowskiego (1923), Klimaszewski (1937) zaliczył do zlodowacenia południowopolskiego, a Zuchiewicz (1985) do wcześniejszego okresu zlodowacenia najstarszego. W ostatnich pracach

Zuchiewicz (1983, 2011) oraz Rączkowski i Zuchiewicz (1985) sugerują na podstawie prac Oszczypki i Wójcika (1984) starszy, czyli preplejstoceński wiek tej serii żwirowej.

Złodowacenia południowopolskie

W obrębie osadów pochodzących z omawianego piętra zaznacza się w Karpatach zewnętrznych wyraźna dwudzielność (Klimaszewski, 1967; Starkel, 1972b). W podhalańskiej i pienińskiej części obszaru arkusza, zachował się jeden poziom tarasowy, natomiast poniżej Krościenka, w przełomowej dolinie Dunajca przez Beskid Sądecki, obserwujemy dwa różnowiekowe poziomy tarasowe spoczywające na dwóch cokołach skalnych (Oszczypko, Wójcik, 1984; Zuchiewicz, 1985).

Żwiry, piaski i gliny rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych 78,0–96,0 m n.p. rzeki. Na „ostrodze meandrowej” w Kłodnem, na cokole skalnym o wysokości 78 m leży 11-metrowej miąższości warstwa (seria) żwirowa, głównie otoczków skał tatrzańskich – granitów, kwarcytów (po ok. 40%) i piaskowców. Udział piaskowców wzrasta ku stropowi profilu w miarę ubożenia w granit utworów tkwiących jako tłok żwirowy w piaskach gruboziarnistych, ilastych. Seria żwirowa pokryta jest 2,0–2,5-metrową warstwą glin i glin z ostrokrawędzistymi rumoszami piaskowcowymi, soliflukcyjnych i zwietrzelinowych.

Żwiry, głązy, piaski i gliny rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych 50,0–70,0 m n.p. rzeki. W podhalańskiej części terenu arkusza osady tych tarasów zachowały się najlepiej na południowych stokach Gorców nad Maniowymi, Brzezinią, na Szubienicznej Górze nad Czorsztynem oraz na zboczach Wielkiego Pola nad Czorsztynem. Na cokole skalnym o wysokości około 55–60 m leży 5–8-metrowa warstwa obtoczonych głązów i żwirów, głównie kwarcytowych (tatrzańskich), tkwiących w jasnobrązowych gruboziarnistych piaskach. Wśród nich można spotkać silnie zwietrzałe, rozsypujące się na drobne okruchy otoczaki i żwiry granitowe oraz piaskowce. Maksymalna średnica otoczków dochodzi do 25–30 cm, a średnia do 10–15 cm. Pojedyncze obtoczone głązy i żwiry kwarcytowe można spotkać do wysokości około 590–600 m n.p.m.

W niedzielnym przełomie Dunajca 2,0–2,5-metrowa warstwa żwirów, głównie kwarcytowych, występuje na cokole skalnym o wysokości 58–60 m n.p. rzeki. Wśród nich spotkać można sporadycznie otoczaki piaskowcowe i silnie zwietrzałe otoczaki granitowe. Pomiędzy przełomami Dunajca pokrywy tego wieku występują nad Sromowcami Wyżnymi i Niżnymi, na szerokich spłaszczeniach wyerodowanych w obrębie warstw sromowieckich we wczesnym czwartorzędzie (interglacjał tegeleński – Zuchiewicz, 1980). W przełomie pienińskim Dunajca nie napotkano osadów tego wieku, zaznaczają się natomiast spłaszczenia na wysokości około 70 m nad korytem Dunajca (w Regłach Sokolicy Dunajec płynął prawdopodobnie przez Przełęcz Przechodki). Poniżej wylotu przełomu osa-

dy pochodzące z tego okresu występują na Krasie, gdzie na cokole skalnym o wysokości około 55 m n.p.m. Dunajca występuje warstwa obtoczonych głazów i żwirów, głównie kwarcytowych, o miąższości od około 1,0 do 1,5 m okrytych warstwą glin soliflukcyjnych.

W Juraszowej nad Krościenkiem na cokole skalnym podobnej wysokości (54–57 m) leży warstwa otoczków około 3-metrowej miąższości, a na ostrodze nad Kłodnem, na cokole o wysokości około 50 m leży warstwa „tłoku żwirowego” zbudowanego z głazów i żwirów kwarcytowych i piaskowcowych z silnie zwietrzałymi otoczkami granitowymi i wapieniami. Warstwa ta okryta jest 1,3–3,0-metrową pokrywą glin pyłowych oraz glin z ostrokrawędzistym gruzem skalnym (soliflukcyjnym).

Zlodowacenia środkowopolskie

Podobnie do poprzedniego okresu lodowcowego, osady związane ze zlodowaceniami środkowopolskimi zachowały się głównie w formie płatów na zboczach doliny Dunajca, a także w dolinach jego dopływów (Niedziczanki, Krośnicy i Grajcarka). W przełomie beskidzkim Dunajca występują dwa stopnie tarasowe związane ze zlodowaceniami Odry i Warty.

Żwiry, głazy i gliny rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych 40,0–50,0 m n.p. rzeki. W podhalańskiej części obszaru arkusza osady tego wieku występują na około 40-metrowych cokołach skalnych, nad Maniowymi, na stokach góry Dział, nad Brzezunami na stokach Stylchenu i Szubienicznej Góry, w dolinie Kluszkowianki, na stokach Wielkiego Pola nad Czorsztynem, na południowych stokach pasma Lubania oraz w dolinie Niedziczanki na zboczach gór Hombark i Bendyk na południowych stokach Pienin.

Nad Maniowymi, na szerokim spłaszczeniu pomiędzy potokami Piekiełko i Limierzyska, na cokole skalnym o wysokości około 40 m, występuje pokrywa zbudowana z głazów i żwirów tatrzańskich, wśród których przeważają granity stanowiące ponad 50% otoczków, ponadto występują kwarcyty i piaskowce. Nad Brzezunami pokrywa ta osiąga około 10 m miąższości. W przełomie niedzickim pomiędzy Czorsztynem a Niedzicą osady tego wieku leżą na 20–22-metrowym cokole skalnym. Występuje tutaj warstwa żwirowa granitowo-kwarcytowa z domieszką piaskowców i wapieni (2,0–2,5 m). Poniżej przełomu osady występują przy ujściu Niedziczanki. W Sromowcach Wyżnych i Sromowcach Kątach utwory znajdują się na cokole skalnym o wysokości 35–36 m (obniżenie cokołu Zuchiewicz wiąże z mniej odpornymi warstwami sromowieckimi). Leży na nim 4,0–5,0 metrowa warstwa żwirów, głównie tatrzańskich, z domieszką piaskowców, łupków i wapieni, w której przeważają otoczki o średnicy maksymalnej dochodzącej do 25–30 cm i średniej – około 10 cm.

W Sromowcach Niżnych na 41-metrowym cokole leży 5-metrowa. warstwa głazów i żwirów, głównie krystalicznych, o maksymalnej średnicy dochodzącej do 20 cm i średniej około 8–10 cm.

W przełomie pienińskim brak jest po polskiej stronie osadów tego wieku. Spotkać je można dopiero u jego wylotu na ostrodze Kras. Większe powierzchnie i miąższości (11–15 m) notuje się w przełomie beskidzkim Dunajca, gdzie osady zlodowaceń środkowopolskich leżą na cokole skalnym o wysokości 30–35 m i występują po obu stronach Dunajca. Na ostrodze nad Kłodnem na cokole skalnym o wysokości 28–30 m zachowała się 11-metrowej miąższości warstwa obtoczonych głazów i żwirów granitowo (43%)-kwarcytowo (18%)-piaskowcowych (około 30%), tkwiących w glinach piaszczystych, pokrytych około 3,0-metrowej miąższości warstwą glin pyłowych z okruciami piaskowców (soliflukcyjnych).

Żwiry rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych 20,0–30,0 m n.p. rzeki. Na cokole skalnym o wysokości około 20 m n.p. Dunajca występuje 10,0–11,0-metrowa warstwa żwirów, w której zaznacza się przewaga otoczków piaskowcowych (ponad 40%) nad granitami (35%), kwarcytami i otoczkami wapiennymi. Otoczki są bardzo słabo wysortowane i nie wykazują imbrykacji (Zuchiewicz, 1985).

Zlodowacenia północnopolskie

Osady pochodzące ze zlodowaceń północnopolskich występują w formie tarasów akumulacyjno-erozyjnych oraz tarasów akumulacyjnych włożonych, które wśród tarasów plejstocenijskich zajmują na obszarze arkusza największe powierzchnie. Według Klimaszewskiego (1948b), Starkela (1972b) i Zuchiewicza (1983) wyróżnić można dwie pokrywy tarasowe pochodzące z tego okresu. Na podstawie datowań metodą radiowęglową Starkel określił wiek wyższej z nich na wczesny glacjał. Niższa prawdopodobnie utworzona została w późnym pleniglacjał.

Żwiry, głazy, piaski i gliny rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych 15,0–25,0 m n.p. rzeki. Osady rzeczne wiązane ze starszym stopniem tarasowym zlodowaceń północnopolskich występują nad Maniowymi. Na cokole skalnym, o wysokości około 15–16 m nad poziomem Dunajca, leży prawie 8-metrowa seria dobrze obtoczonych i niezwiędniętych głazów i żwirów skał tatrzańskich oraz fliszowych o średnicy dochodzącej do 25 cm, a średnio 10–15 cm, tkwiących w piaskach gliniastych. W Brzezinach na 11-metrowym cokole skalnym odsłania się 8,5-metrowy profil utworów tarasowych. Na cokole leżą dolne żwiry tatrzańskie o miąższości około 2,5 m, wyżej warstwa piasków i leżących na nich torfów ze zwęglonymi i sprasowanymi drewniakami (1,15 m), przykrytych 0,4-metrową warstwą ilów piaszczystych niebieskawych oraz 4,45-metrową warstwą żwirów (2–15 cm) tatrzańskich górnych tkwiących w glinach piaszczystych. Warstwa

torfowa wiązana jest z interstadiem Brørup lub młodszym okresem interpleniglacialnym (m.in. Birkenmajer, 1958). Poniżej, w dolinie Dunajca, osady tego wieku występują w dolinie Kluszkowianki, na spłaszczeniu Buchwałd oraz u ujścia potoku Falsztyńskiego. W niedzickim przełomie Dunajca osady tego wieku występowały na cokole skalnym o wysokości około 20–22 m. Występowały tam głazy i żwiry granitowo-kwarcytowe z domieszką piaskowców, przykryte warstwą glin piaszczystych i glin z rumoszami skalnym, wśród których znajdowały się kości mamuta *Mammontus primigenius* Blum. W czasie budowy zapory wodnej stanowisko to uległo całkowitemu zniszczeniu. Poniżej przełomu, u ujścia Niedziczanki, osady tego wieku występują na cokole skalnym o wysokości 16–18 m n.p. Dunajca. Leży tam około 4,0-metrowa warstwa żwirów i głazów granitowo-kwarcowych z domieszką wapieni, rogowców i piaskowców, a także fliszu podhalańskiego.

Nad Sromowcami-Wyżniami, Sromowcami-Kątami i Sromowcami-Średnimi wysokość cokołu skalnego wynosi około 20–22 m, a na nim leży 4–19-metrowej miąższości warstwa głazów i żwirów granitowo-kwarcowych oraz piaskowcowych pod około 2,0–3,0-metrową warstwą glin pyłowych i glin z rumoszami piaskowcowymi.

W Sromowcach-Kątach pokrywa z tego okresu była szczegółowo badana i datowana (Mamakowa i in., 1975) na wczesny okres glacialny zlodowacenia północnopolskiego.

W pienińskim przełomie Dunajca po polskiej stronie nie stwierdzono pokryw pochodzących z tego okresu. Dopiero przy jego wylocie z przełomu, na ostrodze Kras, na cokole skalnym o wysokości około 20 m n.p. Dunajca, leży 4,0–5,0-metrowa warstwa żwirów i głazów skał krystalicznych oraz piaskowcowych, rogowcowych i margli. Poniżej przełomu niedzickiego obserwuje się obniżenie wysokości cokołu skalnego tego tarasu do około 10 m, a według Zuchewicza nawet do 4 m n.p. Dunajca. Na cokole skalnym o tej wysokości występują osady rzeczne o miąższości do 4–5 m w okolicy Krościenka i 5–7 m na ostrodze w Kłodnem. W Tylmanowej osady tego wieku występują szerokimi płaszczyznami po obu stronach Dunajca. Na cokole skalnym o wysokości 8–10 m n.p. Dunajca leży 2,5–4,5-metrowa warstwa głazów i żwirów krystalicznych piaskowcowych i wapiennych ze sporadycznie występującymi rogowcami, andezytami i marglami. Rozmiary obtoczonych głazów i żwirów wynoszą średnio 5–10 cm, maksymalnie do 15 cm.

Mułki, piaski i łył rzeczne. W dolinie potoku Międzygotocze na cokole skalnym i 2-metrowej warstwie żwirów leży 4,0–4,5-metrowa warstwa złożona z mułków organicznych zawierających kawałki drewna oraz przewarstwienia piasków, łył mułkowych z ułamkami drewna i węgielkami. Warstwa ta okryta jest 4,3–7,3-metrową warstwą glin soliflukcyjnych (Mamakowa i in., 1975). Stanowisko zostało znalezione przez Horwita w 1938 r. i uznane przez niego i przez Szaferę (1938) za interglacialne. Dyakowska (1947) na podstawie badań paleobotanicznych

powiązała je z interglacją eemskim. Środoń po raz pierwszy wypowiedział się za pochodzeniem tych osadów z interstadiału z wczesnego okresu zlodowacenia północnopolskiego. Szczegółowe badania paleobotaniczne i datowanie metodą ^{14}C drewna, zawartych w tej warstwie, na starsze od 51 200 lat BP, wskazują na plejstoceniowy wiek osadów i na ich związek z interstadiem Brørup (Mamakowa i in., 1975).

Żwir, gładki i gliny rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych i akumulacyjnych 8,0–15,0 m n.p. rzeki. Niższy i tylko fragmentarycznie występujący na obszarze arkusza stopień tarasowy pochodzący ze zlodowaceń północnopolskich został prawdopodobnie utworzony w późnym pleniglacji (Starkel, 1972b). Z okresem tym Zuchiewicz (1980) wiąże pokrywę (około 15 m) gładzi i żwirów granitowo-piaskowcowo-kwarcytowych z domieszką wapieni i margli, leżącą na około 8-metrowym cokole skalnym, pokrytych 2–3-metrową warstwą glin piaszczystych i glin z rumoszami skalnymi w Sromowcach-Kątach. Większe powierzchnie ten stopień tarasowy zajmuje dopiero poniżej Krościenka, gdzie występuje jako taras akumulacyjny o wysokości do około 8 m, a dopiero nad Kłodnem jako taras erozyjno-akumulacyjny na cokole skalnym o wysokości około 8–10 m n.p. Dunajca. Omawiane osady tworzą silnie upakowany i słabo wysortowany tłok żwirowy w glinach piaszczystych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Rumosze skalne, miejscami rumosze skalne typu gołoborzy, peryglacialne. Na obszarze arkusza omawiane utwory związane są głównie z wychodniami gruboławicowych piaskowców magurskich i piaskowców z Piwnicznej, andezytów i odpornych wapieni (głównie rogowcowych) w Pieninach. Powstawały w warunkach peryglacialnych w czasie ostatniego zlodowacenia. Występują w lejach źródłowych oraz na stokach dolin rozcinających beskidzką część terenu arkusza. W Szczawnicy duże gołoborze związane jest z wychodnią andezytów na Górze Bryjarka. W Pieninach występują w okolicy Ociemnego, Marcelowej i niedzickiego przełomu Dunajca, na stokach Piekietka i Ubszaru. Na stromych stokach ulegają osuwaniu. Składają się z bloków o średnicy dochodzącej do 30–50 cm, a niekiedy przekraczającej 1 m.

Gliny i gliny z rumoszami skalnymi koluwalne. Do wydzielenia tego zaliczono materiał koluwalny różnych typów osuwisk i obrywów skalnych, których na terenie arkusza Szczawnica-Krościenko jest ponad 100. Ich miąższości są bardzo zróżnicowane i wynoszą od 1 do 10 m przy płytkich osuwiskach zwietrzelinowych (np. niektóre osuwiska podhalańskie) do około 100 m przy wielkich osuwiskach strukturalnych i skalno-zwietrzelinowych w pasmach Lubania

i Radziejowej. Niektóre osuwiska rozwijają się i są aktywne także współcześnie (Jakubowski, 1968; Rybicki i in., 1998).

Gliny i gliny piaszczyste lessopodobne, miejscami z rumoszami skalnymi występują na południowych stokach pasma Lubania oraz stanowią wyższą część pokryw gliniastych okrywających pokrywy tarasowe, głównie ze zlodowaceń środkowopolskich w przełomie beskidzkim Dunajca. Są to gliny i gliny piaszczyste warstwowe i laminowane glinami piaszczystymi, o miąższości dochodzącej do 5,0–6,0 m. W obrębie profili można zauważyć zaburzenia w laminacji oraz przewarstwienie glinami piaszczystymi z drobnymi rumoszami skalnymi soliflukcyjnymi. Omawiane utwory występują głównie na osadach rzecznych ze zlodowaceń środkowopolskich. Utworzone zostały w warunkach peryglacialnych z najdrobniejszych cząstek pylastych pochodzących z wietrzejących piaskowców i łupków fliszu magurskiego (Birkenmajer, 1979) i są prawdopodobnie związane z okresem pleniglacialnym ostatniego zlodowacenia (Zuchiewicz, 1985).

Gliny, gliny piaszczyste, ily i gliny z rumoszami skalnymi, zwietrzelinowe lub deluwialno-koluwalne (soliflukcyjne). Większość pokryw zwietrzelinowych jest efektem procesów wietrzenia mrozowego i wietrzenia chemicznego jakie zachodziły na obszarze arkusza w późnym plejstocenie i holocenie. Pokrywy zwietrzelinowe reprezentowane są przez ily, gliny, gliny piaszczyste rozwijające się na skałach mniej odpornych oraz gliny, gliny piaszczyste i gliny z rumoszami skalnymi rozwinięte na obszarach występowania trudniej wietrzejących odmian wapieni, piaskowców i twardych margli. W rejonach występowania gruboławicowych piaskowców fliszowych z małą zawartością łupków, gliny są bardziej pyłowate i zawierają do 15–30% rumoszu skalnego. Miąższość pokryw zwietrzelinowych, stwierdzonych w otworach wiertniczych, wynosi 3,0–4,5 m. W dolnych partiach stoków, wskutek działania procesów soliflukcyjnych, mają one 8–10 i więcej metrów miąższości.

Gliny i gliny z rumoszami skalnymi, deluwialne i koluwialne (soliflukcyjne). Akumulacja pokryw tego typu towarzyszyła każdemu okresowi glacialnemu. Według Starkela (1972a) najważniejszymi okresami sedymentacji grubych pokryw soliflukcyjnych w Karpatach były: zlodowacenia północnopolskie, interstadia Paudorf oraz Allerød. Osady soliflukcyjne i deluwialne występują zwykle w miejscach załamania stoków i przejścia w tarasy rzeczne oraz w dnach dolin. Na obszarze arkusza są to zwykle osady gliniaste, gliniasto-piaszczyste z rumoszami skalnymi przykrywające osady tarasowe zlodowaceń północnopolskich i środkowopolskich oraz wyższe tarasy holocenyjskie warstwą miąższości od 2 do 15 m. Klasyczny profil omawianych osadów z Krościenka został opisany i zbadany przez Klimaszewskiego i Starkela (1972). Miąższość osadów soliflukcyjnych wynosi tam około 13 m, a profil osadów składa się z warstw gruzowatych

przegradzanych warstwami ilastymi. Według Klimaszewskiego (1972) ma to świadczyć o oscylacjach klimatu (występowanie ostrokrawędzistego gruzu związane jest z fazami cieplejszymi, głębszego odmarzania), natomiast Starkel wiąże je ze zmianami wilgotności klimatu.

Głazy, gliny ilaste, żwiry i rumosze skalne stożków usypiskowych występują w pienińskiej części obszaru arkusza, u podnóża ścian i stoków skalnych. Zbudowane są z ostrokrawędzistych rumoszy skalnych, wymieszanych z glinami ilastymi i żwirkiem wapiennym i usypane pod ścianą skalną w formie stożka lub hałdy. Powstawały w warunkach peryglacialnych. Współcześnie są one tylko przemodelowywane w czasie większych ulew, a w małym tylko stopniu dosypywane. Średnica okruchów najczęściej poniżej 5 cm, może dochodzić do 30–50 cm. Maksymalne długości stożków (pod Trzema Koronami) przekraczają 150 m, a ich szerokości w przypadku hałdy usypiskowej osiągają 50 m.

c. Holocen

Martwica wapienna. Omawiane osady zaznaczono ze względu na skalę mapy tylko w miejscach, gdzie obszar ich występowania jest większy. Tworzą się one powszechnie w pobliżu wycieków wodnych, na załamaniach stoków, u ich podnóży, w sąsiedztwie nisz osuwiskowych i w pobliżu uskoków. Jest to martwica gruzłowata zawierająca fragmenty skał z najbliższego otoczenia, wapienne narośla na szczątkach roślinnych oraz domieszkę materiału piaszczystego lub ilastego. Występuje w formie małych stożków, pokryw lub nabrzemień na stokach. Tylko w pobliżu źródeł mineralnych może formować silnie scementowane warstwy lub soczewki. Występuje w strefach odsłonięć kompleksów skał wapiennych (Pieniny) i piaszczystych o spoiwie węglanowym (warstwy szczawnickie, jarmuckie). Jest to na ogół martwica młoda, holocenna i współcześnie się tworząca (badania malakofauny – Alexandrowicz, 1984). Notowana jest w pobliżu stref uskokowych w obrębie warstw magurskich oraz na fliszu podhalańskim (Mastella, 1975). W Pieninach można ją spotkać na stokach wąwozów pod ścianami, gdzie cementuje materiał stożków usypiskowych (wąwozy Gorczyński i Szopczański). Przy źródłach mineralnych (potoki Skotnicki, Zakijowski) zwykle „obudowuje” miejsce wypływu źródła na powierzchnię.

Żwiry, głazy, piaski i gliny rzeczne tarasów 5,0–10,0 m n.p. rzeki występują na całym obszarze arkusza. Zbudowane są zwykle z 4–10-metrowej miąższości warstwy obtoczonych głazów i żwirów, głównie krystalicznych oraz gruboziarnistych piasków. Są one przykryte warstwą glin piaszczystych i piasków. Miejscami na żwirach i głazach spoczywa cienka warstwa torfów. W podhalańskiej części terenu arkusza w dolinie Dunajca jest to taras akumulacyjny, natomiast w niektórych niżej położonych odcinkach (głównie przełomowych) pod pokrywą osadów

występuje cokół skalny o wysokości do 2 m n.p. rzeki. Wielkość średnicy „świeżych” niezwiertziałych obtoczonych głazów i żwirów występujących w tych osadach wynosi 2–100 cm, najczęściej jednak występują okruchy o średnicy w granicach 10–20 cm.

Żwiry, głazy, piaski i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–5,0 m n.p. rzeki oraz kamieńców. Są to osady zaakumulowane najprawdopodobniej w fazie atlantyckiej holocenu (Starkel, 1972b). Występują wzdłuż doliny Dunajca i jego dopływów warstwą o miąższości 6–8 m. Ich podłoże znajduje się na poziomie 2–3 m poniżej koryta. Są to żwiry i duże głazy krystaliczne, wśród których przeważają zdecydowanie granity przemieszane z glinami piaszczystymi i piaskami. Przykryte są przez piaski, gliny pyłowate i gliny pyłowato-piaszczyste. Wysokość tego tarasu nad poziomem rzeki jest różna. W podhalańskiej części terenu arkusza wynosi 2–4 m. Niższy poziom tarasowy o wysokości do 3 m n.p. rzeki występuje fragmentarycznie wzdłuż koryt rzek przepływających przez omawiany obszar. Budują go głazy i żwiry skał krystalicznych, głównie granity tkwiące w piaskach gliniastych i pyłowatych oraz mułkach. Powierzchnia tego tarasu jest nierówna, występują na nim zagłębienia po odciętych korytach rzeki wypełnione mułkami i piaskami oraz starorzecza znaczące ślady starych przepływów. Są one modelowane w czasie większych powodzi, przebudowywane, a ich materiał przesypywany. Miejscami koryto było całkowicie niszczone i przemieszczane w inną część doliny.

Żwiry, głazy, piaski i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,0 m n.p. rzeki. Do wydzielenia tego zaliczono osady rzeczne tarasów akumulacyjnych i akumulacyjno-erozyjnych leżące w obrębie dolin bocznych dopływów Dunajca. Osady te tworzy materiał, głównie źle wysortowany i słabo obtoczony, akumulowany w obrębie den dolin w czasie katastrofalnych powodzi oraz materiał stożków napływowych. W jego skład wchodzi głazy i żwiry piaskowcowe, wapienne oraz innych skał, o średnicach od 2 do 50 cm, najczęściej 10 do 20 cm. W podstokowych częściach doliny są one nadbudowywane przez osady deluwialno-soliflukcyjne, w części przykorytowej natomiast przez gliny ilaste i pyłowate oraz piaski rzeczne. Miąższość pokrywy wynosi 0,5–3,0 m. Tworzą one tarasy akumulacyjno-erozyjne z cokołem skalnym o wysokości 0,5–2,5 m nad współczesne koryto rzeki.

Torfy i namuły torfiaste zajmują niewielkie powierzchnie. Wypełniają zagłębienia bezodpływowe w obrębie większych osuwisk (np. Pieniny) oraz zagłębienia w obrębie niskich tarasów rzecznych (np. doliny Lapszanki, Dunajca) lub starorzecza. W miejscach zawodnionych gromadzą się wśród osadów rzecznych zawierających martwicę organiczną

B. TEKTONIKA

Przedneogeńskie utwory polskiej części obszaru arkusza Szczawnica-Krościenko SMGP należą do trzech wielkich jednostek tektonicznych: Karpat wewnętrznych, Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego.

Na obszarze Karpat wewnętrznych, w obrębie niecki podhalańskiej podłoże fliszu zbudowane jest głównie ze skał triasu, jury i kredy tworzących jednostki Karpat wewnętrznych uformowane przed koniakem, przypuszczalnie w turonie (Książkiewicz, 1972). Utwory fliszu podhalańskiego tworzą wydłużoną nieckę rozciągającą się równoleżnikowo pomiędzy Orawą a Spiską Magurą, ograniczoną od północy pienińskim pasem skałkowym, a od południa jednostkami Tatr. Flisz podhalański, wraz z podścielającymi go osadami eocenu węglanowego, spoczywa na sfałdowanych jednostkach tatrzańskich w kontakcie sedymentacyjnym, natomiast kontakt z Pieninami ma charakter tektoniczny.

Regionalną charakterystykę tektoniki fliszu podhalańskiego zawierają prace Gołąba (1959), Watychy (1959, 1966b, c, 1976) i Halickiego (1963). Najnowsze ujęcie tektoniki i tektogenezy fliszu podhalańskiego przedstawił Mastella (1975), który wyróżnił w północno-wschodniej części niecki równoleżnikowo przebiegające następujące strefy tektoniczne: strefa kontaktu z pienińskim pasem skałkowym, strefa fleksury przypienińskiej, strefa warstw o małych upadach i strefa osiowa synklinorium podhalańskiego.

Granica między pienińskim pasem skałkowym i płaszczowiną magurską nie jest ostra. Wskazuje na to obecność izolowanych wystąpień utworów skałkowych wśród utworów warstw szczawnickich fliszu na północnych zboczach Łupiska i w potoku Ścigockim koło Krościenka. Z drugiej zaś strony profil otworu 4 w Szczawnicy (Birkenmajer i in., 1979) świadczy o istnieniu do głębokości ponad 1000 m stromej, prawie pionowej płaszczyzny kontaktu głównie jurajsko-kredowych mas pienińskiego pasa z osadami paleogeńskimi płaszczyzny magurskiej. Do rozwiązania problemu rzeczywistego stosunku obu tych elementów potrzebny jest głęboki otwór badawczy w dalszej odległości na północ od ich powierzchniowego kontaktu.

Wyznaczona strefa kontaktu pienińskiego pasa skałkowego z fliszem magurskim ma na terenie arkusza przebieg w przybliżeniu równoleżnikowy. Z mapy łuku Karpat (np. Książkiewicz, 1972) wynika, że teren arkusza Szczawnica-Krościenko obejmuje część obszaru granicznego między Karpatami Zachodnimi i Wschodnimi, w rejonie pienińskiego pasa skałkowego. Skrajnie północny blok skałkowy Łupisko może być traktowany jako najdalej ku zachodowi wysunięty punkt wschodnio-karpackiego odcinka pienińskiego pasa skałkowego. Z tym złamaniem kierunku pasa łączą się na terenie omawianego arkusza wyjątkowo wielkie komplikacje w płaszczewinie magurskiej.

Na prezentowanej mapie geologicznej, a także na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. IV) widoczny jest podział fliszowego przedpola pienińskiego pasa skałkowego na odrębne sektory. Sektory zachodni i wschodni mają podobną budowę, sektor centralny jest obszarem wyraźnej elewacji wyrażonej dominacją utworów warstw szczawnickich i ogniwa z Piwnicznej. Do analizy strukturalnej wykorzystano również dane dotyczące położenia hieroglifów z mapy Watychy (1966b).

Najbardziej północnym elementem w obrębie obszaru arkusza jest antyklina Chlebków (przysiółek Tylmanowej)–Obidzy (tabl. V). W przekroju Dunajca i na zachód od doliny w jądrze tego elementu ukazują się sfałdowane utwory warstw szczawnickich. Ku zachodowi oś antykliny obniża się tak, że na północ od szczytu Lubania, w leju źródłowym Lubańskiego Potoku, na granicy terenów arkuszy Łącko (Paul, 1980a, b) i Szczawnica-Krościenko, zaznacza się tylko w układzie upadów wśród warstw magurskich. Na wschód od doliny Dunajca oś obniża się na dyslokacji Krośnicy-Tylmanowej i w jądrze ukazują się piaskowce ogniwa z Piwnicznej otulone warstwami z Kowańca. Jako antyklina Obidzy–Rytra struktura ta rozpoznana jest ku wschodowi (Golonka, Rączkowski, 1984) do doliny Popradu.

Od północy antyklina Chlebków–Obidzy obrzeżona jest synkliną zbudowaną z warstw magurskich. Jej oś widoczna jest na obszarze arkusza Łącko (Paul, 1980a, b) w górnych odcinkach potoków spływających z Lubania i w rejonie Obidzy.

W strefie elewowanej, na zachód od Tylmanowej, odwodowa synklina antykliny Chlebków jest płytka. Tworzy ją dolna część piaskowców ogniwa z Piwnicznej. Od południa, wzdłuż podłużnej dyslokacji, graniczy z nią łuska Miazgów z fliszem warstw szczawnickich w jądrze. Ku zachodowi oba elementy przypuszczalnie łączą się w jedną pogłębiającą się ku zachodowi antyklinę.

Wspomniana dyslokacja podłużna przypuszczalnie przecina się z poprzeczną dyslokacją Krośnicy–Tylmanowej i jako dyslokacja Brzegów kontynuuje się aż do zachodnich zboczy grzbietu Dzwonkówki. Obcina ona od południa odwodową synklinę antykliny Obidzy zbudowaną z warstw magurskich. Ta monoklinalna synklina Bleszcza (na mapie – Błyszcz) rozszerza się ku wschodowi aż po system poprzecznych uskoków ciągnących się od Marasiówki na północy po dolinę potoku Zakijowskiego (na mapie – potoku Kozłeckiego) w okolicy Krościenka. Na wschód od tych uskoków obraz synkliny Bleszcza zmienia się. Podłużne pęknięcie Brzegów wygasa, synklina staje się wielką dwuskrzydłową synkliną Dzwonkówki. W jej północnym skrzydle, będącym przedłużeniem monoklinalnego pakietu warstw magurskich Bleszcza, zaznaczają się drugorzędne sfałdowania w okolicy przysiółków Na Krupówkach i Mościska, a także wśród podścielających warstw z Kowańca.

W rejonie grzbietu Lubania, na południe od złączonych: antykliny Chlebków i łuski Miazgów, znajduje się wąska synklina Średniego Wierchu. Jej oś wyznaczono na północnych zboczach pasma

Lubań–Średni Wierch, a następnie na północ od polany Młynne. Jest prawdopodobne, że przedłużeniem tej synkliny na wschód od dyslokacji Krośnicy–Tylmanowej, w sfałdowanym, podniesionym bloku piaskowców ogniwa z Piwnicznej, jest synklina Kłodnego. Na północ od tej synkliny zaznacza się wąska antyklina Łęgu Górnego; może ona być przedłużeniem łuski Miazgów. Tak więc, hipotetyczna podłużna dyslokacja Brzegów obcina od północy łuskę Miazgów, a dalej na wschodzie prowadzona jest głównym przegubem synklinalnym na południe od monokliny Bleszcza. Przedstawiony obszar dyslokacji przyjęto w oparciu o geometryczną analizę drugorzędnych sfałdowań gruboławicowych piaskowców aż po wychodnie warstw szczawnickich na południe od Kłodnego, gdyż odróżnienie ogniwa z Piwnicznej od warstw magurskich nie jest rzeczą łatwą.

Na wschód od dyslokacji potoku Zakijowskiego oś synkliny Dzwonkówki prowadzona jest w nawiązaniu do wkładki łupków pstrych i pomiarów upadów. Na wschód od szczytu Dzwonkówka element ten przecięty jest poprzeczną dyslokacją; oś jego w okolicy góry Mała Chrzanka, przesunięta jest ku południowi, jak to wynika z danych na arkuszu Piwniczna (Golonka, Rączkowski, 1983, 1984).

Kolejnym elementem jest antyklina Runka–Łąkcicy. W północno-zachodniej części terenu arkusza antyklina ta wyznaczona jest upadami i położeniem hieroglifów wśród warstw magurskich w sąsiedztwie linii grzbietowej Runka–Lubania. Na południe od grzbietu Lubania w jądrze pojawiają się warstwy z Kowańca, a dalej ku wschodowi piaskowce ogniwa z Piwnicznej. W pobliżu polany Młynne oś antykliny dochodzi do dyslokacji Krośnicy–Tylmanowej. Na przedłużeniu osi ukazuje się szeroki pas utworów warstw szczawnickich tworzących złuszkowane jądro antykliny na północnych stokach pasma Marszałka. Już jako regularna antyklina ciągnie się ten element następnie przez przysiółek Łąkcica aż po system dyslokacji potoku Zakijowskiego. Na przedłużeniu antykliny Łąkcicy znajdują się już warstwy magurskie południowego skrzydła synkliny Dzwonkówki, a wśród nich drugorzędne sfałdowanie w rejonie wzniesień Załamki–Kwiatkówka. Kontynuuje się ono na obszarze arkusza Piwniczna.

W zachodniej części omawianego terenu, na południe od Runka, znajduje się rozległa synklina warstw magurskich, która ku wschodowi daje się śledzić aż do grzbietu Marszałka. Ta synklina Marszałka spłyca się ku wschodowi, zwłaszcza w strefie dyslokacji Krośnicy–Tylmanowej. W górnym biegu potoku spływającego z Lubania do Grywałdu od synkliny Marszałka oddziela się ku południowemu wschodowi płaska synklina Kątów, pocięta uskokami i dochodząca aż do przysiółka Żłóbki w pobliżu doliny Dunajca.

Pomiędzy wschodnim krańcem synkliny Marszałka i synkliny Kątów, na wschód od dyslokacji Krośnicy–Tylmanowej, pojawia się szeroki pas zbudowany z fliszu warstw szczawnickich. Jest to

antyklina Polanicy (polanka), z licznymi obaleniami wstecznymi w południowym skrzydle przy wspomnianej dyslokacji. Na wschód od systemu dyslokacji potoku Zakijowskiego rozciąga się nadal południowe skrzydło synkliny Dzwonkówki zbudowane z warstw magurskich.

Na południe od synkliny Marszałka znajduje się antyklina Krośnicy Wyżniej z warstwami szczawnickimi w jądrze. Jest ona przedłużeniem antykliny Łopuszny (Watycha, 1976). Na zachód od dyslokacji Krośnicy–Tylmanowej jest to rozległy element obrzeżony synklinami o odległych od przegubu antyklinalnego osiach. Na wschód od tej dyslokacji jest to drugorzędna antyklina w synklinalnej strefie ogniwa z Piwnicznej. Przedłużenie antykliny (w ujęciu geometrycznym) można śledzić aż po rejon Krościenka.

Na wschód od dyslokacji potoku Zakijowskiego, na przedłużeniu antykliny Krośnicy Wyżniej, znajduje się drugorzędna antyklina wśród piaskowców ogniwa z Piwnicznej. Na północ od Bryjarki ukazują się w niej utwory warstw szczawnickich.

Odwodową synkliną opisanego elementu jest asymetryczna, lub nawet monoklinalna, wstecznie obalona synklina Maniowych–Krośnicy Niżniej. Jest ona słabo rozpoznana. Na południe od Mizernej pojawiają się w niej drugorzędne sfałdowania. Widoczne są one wyraźnie w okolicy Krośnicy Niżniej. Północna z drugorzędnych synklin (łęk Grywałdu), wypełnionych piaskowcami ogniwa z Piwnicznej, widoczna jest aż po okolice Krościenka, a południowa spłyca się ku wschodowi między Krośnicą Niżnią a Grywaldem. Na jej przedłużeniu pojawiają się izolowane odsłonięcia piaskowców ogniwa z Piwnicznej. Strefa ta jest już jednak bardzo zaburzona i słabo odkryta.

Na południe od synkliny Maniowych–Krośnicy Niżniej, w zachodniej części terenu arkusza, pojawiają się utwory warstw szczawnickich wyznaczające antyklinę Ciechorzyna–Nadzamcza. Jest ona być może przedłużeniem fałdu Dębna (Watycha, 1976). Odwodową synkliną tego elementu jest synklina Frydmana–Pytla. Zwłaszcza ten drugi element jest zredukowany w rejonie Czorsztyna, w strefie gdzie do pienińskiego pasa skałkowego dochodzi dyslokacja Krośnica–Tylmanowa. Dalej ku wschodowi pieniński pas się cofa i na jego przedpolu ciągnie się aż do wschodniej granicy obszaru arkusza, strefa zaburzonych wychodni warstw szczawnickich z drugorzędnymi synklinami wypełnionymi piaskowcami ogniwa z Piwnicznej bądź utworami warstw z Zarzecza. Wśród nich ukazują się wspomniane wyżej bloki serii skałkowych Łupiska i inne. W okolicach Tylki w tych drugorzędnych sfałdowaniach zaznacza się kierunek SW–NE, a na wschód od Łupiska kierunek NW–SE.

Reasumując, przedstawiony opis elementów trzeba podkreślić ważną rolę dyslokacji Krośnicy–Tylmanowej o kierunku SW–NE (opisana dawniej jako dyslokacja Ziemianki–Grywałd–Kurzejówka – Żyto, 1963) i systemu dyslokacji potok Zakijowski–Marasiówka–Babiki o kierunku NNE–SSW. Obcinają one elewację Krościenka, której oś ma w przybliżeniu kierunek południkowy lub NNW–SSE.

Dyslokacja Krośnicy–Tylmanowej ma charakter nożycowy. Na północy, w rejonie Tylmanowej, dźwignięte jest skrzydło zachodnie, na południu dźwignięte jest skrzydło wschodnie.

W obniżonym bloku na zachód od elewacji zaznacza się strefa synklin Średniego Gronia–Kłodnego i Marszałka (synklinorium Lubania), w bloku wschodnim – synklina Dzwonkówki łącznie z drugorzędnymi synklinami w obu skrzydłach (synklinorium Przehyby–Radziejowej).

Na przedpolu pienińskiego pasa i w strefie elewacji zaznacza się we fliszu obszar podniesiony. Z mapy geologicznej okolicy Tylki wynika, że strefa kontaktu pasa skałkowego z płaszczowiną magurską ma charakter lewoskrętnego podłużnego uskoku przesuwczego, jak to przyjął Birkenmajer (1985).

Na szkicu tektonicznym obszaru arkusza (tabl. V) i szkicu odkrytym (tabl. IV) zaznaczono neogeńskie elementy – intruzje andezytów i płaty słodkowodnych osadów pliocenu.

Pieniński pas skałkowy stanowi wąską, kilkukilometrowej szerokości strefę silnie sfałdowanych i zdyslokowanych skał mezozoicznych i paleogeńskich przebiegającą wśród obrzeżających ją mniej zaburzonych utworów paleogenu na przestrzeni 550 km, od Wiednia na zachodzie po Karpaty rumuńskie na wschodzie. Przy opisie odcinka tego pasa na obszarze arkusza Szczawnica-Krościenko wykorzystano prace Książkiewicza (1972) i Birkenmajera (1979).

Granica z paleogeńskim fliszem magurskim jest silnie zaburzona. Jak wyżej wspomniano linia dyslokacji ma w przybliżeniu przebieg równoleżnikowy, w strefie przypowierzchniowej powierzchnia kontaktu zapada pod kątem 85° ku południowi (Birkenmajer i in., 1979). Południową granicę skalic stanowi wielka linia dyslokacyjna (Birkenmajer, 1985) ciągnąca się prawdopodobnie na całej jego długości. Wzdłuż tej linii przylegają do pasa skałkowego paleozoiczno-mezozoiczne utwory Karpat wewnętrznych wraz z pokrywającymi je osadami paleogenu sułowsko-podhalańskiego.

W pienińskim pasie skałkowym objętym granicami arkusza Szczawnica-Krościenko wyróżnia się od północy następujące jednostki tektoniczne: Grajcarka (hulińska, magurska), czorsztyńską *sensu stricto*, niedzicką, czertezicką, braniską i pienińską. Wśród utworów tych jednostek w kilku miejscach występują utwory paleogenu złatniańskiego.

Jednostka Grajcarka występuje na obszarze objętym arkuszem wzdłuż północnej granicy zrębu pienińskiego pasa skałkowego w okolicach Szczawnicy Wyżnej i Niżnej, Hałuszowej, Czorsztyna oraz na znacznie większych obszarach na północ i zachód od Falsztyna. Zasadniczą rolę w budowie jednostki odgrywają utwory kredowe, głównie łupki pstre z Malinowej i warstwy jarmuckie, tworzące szereg łusek wzajemnie na siebie ponasuwanych o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Łuski te są ustawione stromo lub pionowo, a płaszczyzny nasunięć najczęściej zapadają ku północy.

Jednostki czorsztyńska i niedzicka występują w formie trzech pasm zbudowanych z pełnej sekwencji utworów jury oraz kredy dolnej i górnej. Pasma północne ciągnie się w pobliżu północnej granicy pasa skałkowego pomiędzy Falsztynem a Czorsztyńskiem w postaci 2–3 stromo ustawionych i zapadających łusek. Od północy graniczą one z utworami serii Grajcarka. Kolejne pasmo jury typu czorsztyńskiego, zaliczone przez Książkiewicza do jednostki czorsztyńskiej porwakowej (Książkiewicz, 1972), występuje po obu stronach Dunajca w pobliżu zamku niedzickiego. Ułożenie warstw jest tu mniej regularne niż w brzeżnym pasie łuskowym. Dalej ku zachodowi niewielkie skałki czorsztyńskie występują w Dolinie Kosarzyskiej, na południe od Falsztyńskiego Potoku. Najbardziej południowe pasmo skałek czorsztyńskich, występujących w oknie tektonicznym, ciągnie się od okolic Łapsz Niżnich po Piekiełko i Flaki.

Jednostka czertezicka (włączona w niniejszym opracowaniu do serii czorsztyńskiej *sensu lato*) odsłania się w oknie tektonicznym w formie wąskiego, stosunkowo ciągłego pasa ciągnącego się od Straszego Potoku po Czertezik. Utwory tej serii, kontaktujące od północy z serią braniską a od południa z serią pienińską, są wyraźnie złuskowane, zwłaszcza w części wschodniej.

Jednostka braniska tworzy wielką płaszczowinę nasuniętą na złuskowaną serię czorsztyńską. Na obszarze arkusza Szczawnica-Krościenko występuje ona w formie trzech pasm rozdzielonych smugami serii czorsztyńskiej pomiędzy Falsztynem a Sromowcami Niżnymi i Szczawnicą. Pokrywa ta jest sfałdowana w 3–4 strefy antyklinalne i rozdzielające je synkliny, stromo ustawione i w południowej części obalone lub złuskowane ku południowi. Strefy antyklinalne zbudowane są z utworów jury braniskiej, strefy synklinalne – z utworów kredy częściowo odkłutych i dysharmonijnie sfałdowanych. Pasma północne przechodzi ku wschodowi aż do Dunajca w rejonie Szczawnicy, pasma pozostałe odcięte są od wschodu pionową dyslokacją na linii Kąty–Macelak i sąsiadują z jednostką pienińską.

W południowej części jednostki braniskiej wyodrębnia się element tektoniczny pieniński, który tworzy bądź wyższą od płaszczowiny braniskiej jednostkę typu płaszczowinowego, bądź też (w okolicach Przełomu Pienińskiego) prawdopodobnie jedną płaszczowinę branisko-pienińską. Jednostka pienińska występuje w granicach terenu arkusza na zwartym obszarze od Marcelowej Góry poprzez Sromowce Niżne, Nową Gołą i Podskalnią Górę, Trzy Korony, Facimiech po Sokolicę i Bystrzyk. Zbudowana jest ze sfałdowanych i złuskowanych wapieni rogowcowych, margli pstrych i warstw sromowieckich.

Paleogen fliszu żłatniańskiego występuje na zachód i północ od Niedzicy, u wylotu doliny Harcygrund, na południe od Tylki i Szczawnicy w postaci zaburzonych tektonicznie płatów.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

We wczesnej jurze, w strefie przyszłego pienińskiego pasa skałkowego osadziły się wapienie plamiste (tab. 1). Na przełomie wczesnej–środkowej jury morze się pogłębiło i zróżnicowało. W aale nie tworzył się flisz (formacja ze Szlachtowej) o miąższości do 200 m. Od końca bajosu po oksford na dużą skalę osadzały się radiolaryty, zwłaszcza w głębokich strefach pienińskiej i braniskiej. Na obszarach płytszych tworzyły się wapienie krynoidowe, amonitowe i brachiopodowe. Z końcem oksfordu i w kimerydzie zaznaczyło się spłycenie basenu wyrażone zwiększonym rozprzestrzenieniem czerwonych wapieni bulastych – czorsztyńskich i jednoczesnym zanikiem radiolarytów. Ruchy podnoszące trwały w tytonie w strefie czorsztyńskiej powodując spłycenie zbiornika i przerwy w sedymentacji. Tworzyły się zróżnicowane wapienie organogeniczne. W głębszych strefach – pienińskiej i braniskiej – tworzyły się w tytonie–barremie (Golonka, Sikora, 1981) do dolnego albu radiolarytowo-kalpionellowe i radiolariowo-nanokoniusowe wapienie rogowcowe. Wyznaczają one wyraźne pogłębienie przypadające na początek kredy dolnej. Od hoterywu facja tych wapieni objęła także przejściowe strefy niedzicką i czertezicką. Natomiast w strefie czorsztyńskiej w ciągu kredy dolnej trwały lokalnie okresowe przerwy i wynurzenia.

W apcie lub z początkiem albu nastąpiło wyraźne spłycenie basenu. Wskazują na to wapienie rogowcowe przechodzące ku górze w ciemne łupki z wkładkami wapieni rogowcowych, a wyżej również piaskowce i zlepieńce. W strefie południowej, na przełomie barremu–aptu, pojawiły się wapienie organogeniczne o facji zbliżonej do urgonu. W strefie północnej, czorsztyńskiej osady albu lub cenomanu leżą niezgodnie na osadach jury lub niższych pięter kredy dolnej, dokumentując wynurzenia.

Po cenomanie, a przed koniakiem, obszar znajdujący się na południe od masywu egzotykowego uległ sfałdowaniu. Utworzyły się jednostki Karpat wewnętrznych. Jak podkreśla Birkenmajer (1979) w ciągu aptu i albu nastąpiło ujednolicenie osadów w seriach pienińskiego pasa skałkowego. Jeszcze wyraźniejsze jest to w cenomanie–turonie, kiedy osadzały się margle pstre globotruncanowe z Jaworek, a w peryferyjnej strefie północnej – przyszłej jednostce Grajcarka – łupki pstre z Malinowej. Z początkiem późnej kredy, na obszarze przyszłego pienińskiego pasa skałkowego zaczął tworzyć się flisz – warstwy sromowieckie. Po ruchach tektonicznych na pograniczu kampanu–mastrychtu, według Birkenmajera (1979) były to silne ruchy płaszczowinowe. Osadziły się fliszowe warstwy jarmuckie. Książkiewicz (1972) uważał, że ruchy płaszczowinowe rozpoczęły się dopiero z początkiem neogenu. Od późnej kredy obszar przyszłego pienińskiego pasa skałkowego wykazywał wyraźne związki z basenami Karpat zewnętrznych, natomiast wcześniej, w triasie, jurze i kredzie dolnej należał do basenów Karpat wewnętrznych.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy i namuły torfiaste — ${}_tQ_h$	Akumulacja bagienna
				Żwiry, głązy, piaski i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}_zQ_h^{(2)}$	Wietrzenie i denudacja. Spłukiwanie. Erozja wgłębna rzek i potoków
				Żwiry, głązy, piaski i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–5,0 m n.p. rzeki i kamieńców — ${}_zQ_h^{(1)}$	Akumulacja rzeczna. Powstawanie tarasów
				Żwiry, głązy, piaski i gliny rzeczne tarasów 5,0–10,0 m n.p. rzeki — ${}_{gm}Q_h^{(VIII)}$	Akumulacja szczątków organicznych i mineralnych w obrębie dolin oraz tarasów rzecznych
				Martwica wapienna — ${}_{mt}Q_h$	
				Głązy, gliny ilaste, żwiry i rumosze skalne stożków usypiskowych — ${}_{gl}^{su}Q$	Grawitacyjne ruchy masowe
				Glina i gliny z rumoszeniami skalnymi deluwialne i koluwalne (soliflukcyjne) — ${}_{g}^{dk}Q$	Akumulacja deluwialno-soliflukcyjna oraz grawitacyjne ruchy masowe na stokach. Wietrzenie
				Glina, gliny piaszczyste, iły i gliny z rumoszeniami skalnymi zwietrzelinowe lub deluwialno-koluwalne (soliflukcyjne) — ${}_{g}^zQ$	Akumulacja nawiewanych pyłów w warunkach strefy peryglacjalnej
				Glina i gliny piaszczyste lessopodobne, miejscami z rumoszeniami skalnymi — ${}_gQ$	Grawitacyjne ruchy masowe i akumulacja koluwiów
				Glina i gliny z rumoszeniami skalnymi koluwalne — ${}_{g}^kQ$	Wietrzenie w warunkach strefy peryglacjalnej
				Rumosze skalne, miejscami rumosze skalne typu gołoborzy, peryglacjalne — ${}_{ru}^{pg}Q$	
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie		Żwiry, głązy i gliny rzeczne tarasów 8,0–15,0 m n.p. rzeki — ${}_zQ_{p^4}^{(VII)}$	Akumulacja rzeczna żwirów na cokołach i w dolinach rzek. Denudacja w warunkach strefy peryglacjalnej
				Mułki, piaski i iły rzeczne — ${}_mQ_{p^4}$	Akumulacja organiczna i mineralna na spłaszczeniach stokowych i tarasowych
				Żwiry, głązy, piaski i gliny rzeczne tarasów 15,0–25,0 m n.p. rzeki — ${}_zQ_{p^4}^{(VI)}$	Akumulacja rzeczna żwirów na cokołach i w dolinach rzek. Denudacja w warunkach strefy peryglacjalnej
		Interglacja eemski			Denudacja. Intensywna erozja rzeczna, rozcinanie pokryw i cokołów

C z w a r t o r z ę d		P l e j s t o c e n		Złodowacenia środkowopolskie		Żwiry rzeczne tarasów 20,0–30,0 m n.p. rzeki — $f_z Q_{p^3}^{(IV)}$ Żwiry, głązy i gliny rzeczne tarasów 40,0–50,0 m n.p. rzeki — $f_z Q_{p^3}^{(IV)}$	Denudacja w warunkach strefy peryglacjalnej oraz akumulacja rzeczna i powstawanie tarasów Denudacja. Intensywna erozja rzeczna, rozcinanie pokryw i cokołów Denudacja w warunkach strefy peryglacjalnej oraz akumulacja rzeczna i powstawanie tarasów
				Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki		Denudacja. Intensywna erozja rzeczna, rozcinanie pokryw i cokołów. Ruchy podnoszące
				Złodowacenia południowopolskie		Żwiry, głązy, piaski i gliny rzeczne tarasów 50,0–70,0 m n.p. rzeki — $f_z Q_{p^2}^{(III)}$ Żwiry, piaski i gliny rzeczne tarasów 78,0–96,0 m n.p. rzeki — $f_z Q_{p^2}^{(III)}$	Akumulacja rzeczna, powstawanie tarasów Denudacja. Intensywna erozja Akumulacja rzeczna, powstawanie tarasów
				Interglacjał augustowski			Denudacja. Pogłębienie den dolinnych
				Złodowacenia najstarsze			Denudacja w warunkach strefy peryglacjalnej
				Plejstocen dolny		Żwiry, głązy i gliny rzeczne tarasów 157,0–161,0 m n.p. rzeki — $f_z Q_{p^0}^{(I)}$	Denudacja. Intensywna erozja związana z ruchami neotektonicz- nymi Akumulacja rzeczna, powstawanie tarasów rzecznych Powstanie przydolinowego poziomu zrównania
N e o g e n		Pliocen				Iły, gliny, piaski i żwiry — $igp P1$	Akumulacja w zbiorniku słodkowodnym Powstanie pogórskiego poziomu zrównania. Powstanie przełomowego odcinka Dunajca
		Mio-pliocen			Pont		Wypiętrzenie Pienin
		Miocen	Miocen górny		Panon		Powstanie śródgórskiego poziomu zrównania. Ruchy tektoniczne wzdłuż pienińskiego uskoku brzeżnego

Neogen	Miocen	Miocen środkowy			Powstanie beskidzkiego poziomu zrównania Wypiętrzenie pienińskiego pasa skałkowego Styryjska faza górotwórcza
		Miocen dolny		Andezyty — α M	Działalność wulkaniczna, powstanie intruzji andezytowych
					Wypiętrzenie pienińskiego pasa skałkowego i części podhalańskiej obszaru. Obniżenie Kotliny Nowotarskiej
Paleogen	Oligocen			Piaskowce, łupki i mułowce oraz zlepienie (warstwy chochołowskie dolne) — $_{pc}Ol$ [sf] *	Sedymentacja fliszu w basenie podhalańskim Sfałdowanie pasa skałkowego, powstanie struktur fałdowych jednostki magurskiej. Nasuwanie płaszczowi- nowe jednostek. Sfałdowanie fliszu podhalańskiego
				Piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców (warstwy zakopiańskie górne) — $_{pcI}Ol$ [sf]	
				Łupki z dolomitami żelazistymi, piaskowce, zlepienie oraz mułowce (warstwy zakopiańskie dolne) — $_I Ol$ [sf]	
				Piaskowce gruboławicowe, zlepienie i łupki – warstwy szaflarskie — $_{pc}Ol$ [sf]	
	Eocen-oligocen			Mułowce margliste z wkładkami piaskowców i zlepieńców oraz piaskowce z wkładkami łupków – warstwy zlatniańskie — $_{pc}E-Ol$ [sG+oPPS]	Sedymentacja fliszu w basenie magurskim Transgresja morska w Karpatach wewnętrznych
		Eocen-oligocen dolny		Piaskowce gruboławicowe i łupki – warstwy magurskie — $_{pc}E-Ol_1$ [mk] Łupki ilaste czerwone i zielone (łupki pstre) – warstwy magurskie — $_{pc}E-Ol_1$ [mk]	
	Eocen	Eocen dolny- środkowy		Łupki, margle, piaskowce średnioławicowe i cienkoławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych i margli (warstwy z Kowańca) — $_I E_{1-2}$ [mk]	Sedymentacja fliszu w basenie magurskim Kolejne fałdowanie pasa skałkowego, wyodrębnienie jednostki Grajcarka
		Eocen dolny		Piaskowce gruboławicowe z wkładkami zlepieńców oraz łupki (ogniwo z Piwnicznej) — $_{pc}E_1$ [mk]	
				Łupki ilaste, piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe, mułowce i łupki margliste – warstwy z Zarzecza — $_I E_1$ [mk]	
	Paleocen-eocen			Piaskowce gruboławicowe, zlepienie i łupki (ogniwo z Życzanowa) — $_{pc}Pc-E$ [mk]	Wietrzenie i erozja jednostek pasa skałkowego
		Paleocen środkowy- eocen dolny		Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych i łupki – warstwy szczawnickie — $_{pc}Pc_2-E_1$ [mk]	

K r e d a	K r e d a g ó r n a	Kampan–mastrycht	Kampan górny–mastrycht	Piaskowce, zlepienie i łupki – warstwy jarmuckie — $pcCr_{cp3-m}$ [sG+oPPS]	Fałdowanie pienińskiego pasa skałkowego
		Koniak–kampan	Koniak–kampan dolny	Piaskowce, łupki, mułowce, margle i iłowce – warstwy sromowieckie — $pcCr_{cn-cp1}$ [sG+oPPS]	
		Cenoman–kampan	Cenoman górny–kampan	Łupki pstre z wkładkami piaskowców cienko-ławicowych (łupki z Malinowej) — $lpcCr_{c3-cp}$ [sG+oPPS]	
		Cenoman–mastrycht	Cenoman–mastrycht dolny	Margle i wapienie margliste pstre (margle globotruncanowe zielone i pstre) — $meCr_{c-m1}$ [sG+oPPS]	
	K r e d a d o l n a	Apt–alb		Łupki z wkładkami wapieni rogowcowych, mułowców, miejscami piaskowców i zlepieńców (warstwy globigerinowo-radiolariowe); wapienie margliste (łupkowate) lub wapienie bulaste czerwone i pstre (warstwy z Chmielowej); wapienie margliste z soczewkami i wkładkami rogowców radiolariowych oraz łupki margliste, margle i wapienie (warstwy z Pomiedznika) — lCr_{ap-al} [sG+oPPS]	Tworzenie jednostek Karpat wewnętrznych. Sedymentacja fliszowa w basenie magurskim, a marglista i ilasta w basenie serii skałkowych
J u r a – k r e d a	J u r a ś r o d k o w a – k r e d a d o l n a	Kelowej–hoteryw		Wapienie bulaste (wapienie czorsztyńskie), radiolaryty, wapienie: kalpionellowe, brachiopodowe, krynoidowe i okruczowe – serie: niedzicka, czertezicka i czorsztyńska — $wJ_{cl}-Cr_h$ [PPS]	Sfałdowanie obszaru na północ od masywu egzotycznego. Spłylenie basenu
		Bajos–barrem		Wapienie krzemionkowe, radiolaryty i łupki krzemionkowe (radiolaryty manganowe); rogowce wapieniste i wapienie radiolariowe z łupkami ilastymi lub marglistymi (radiolaryty zielone i czerwone), wapienie pseudobulaste i wapienie rogowcowe – serie: pienińska, braniska i Grajcarka — $wJ_{bj}-Cr_{ba}$ [PPS]	
J u r a	J u r a ś r o d k o w a	Bajos–baton		Wapienie krynoidowe (białe i czerwone) – seria czorsztyńska — wJ_{bj-bt} [PPS]	Sedymentacja głębokomorska serii pienińskiej, braniskiej i Grajcarka, sedymentacja płytkowodna (głównie wapienna) serii czorsztyńskiej
		Bajos		Margle plamiste i wapienie (warstwy nadposidoniowe) – serie pienińska i braniska — meJ_{bj} [PPS] Margle mułowcowe, wapienie margliste z miką i konkrecjami piritu (łupki posidoniowe) – serie: pienińska, braniska i Grajcarka — $memcJ_{bj}$ [PPS]	
	J u r a d o l n a – ś r o d k o w a	Toark–aalen	Toark górny–aalen dolny	Łupki i piaskowce muskowitowo-biotytowe, miejscami wapienie krynoidowe – serie: braniska, niedzicka, czertezicka i Grajcarka — lJ_{to3-al} [PPS]	
		Pliensbach–bajos		Margle i wapienie margliste z miką (warstwy opalinusowe) oraz ily i łupki ilaste z syderytami (warstwy munchisonowe) – serie braniska i czorsztyńska — meJ_{pl-bj} [PPS]	

* [fp] – seria fliszu podhalańskiego; [mk] – seria magurska, strefa krynicka; [sG+oPPS] – seria Grajcarka i osłona pienińskiego pasa skałkowego; [PPS] – seria pienińskiego pasa skałkowego

W paleocenie i najniższym eocenie dolnym na obszarze podjednostki krynickiej basenu magurskiego osadzały się fliszowe osady warstw szczawnickich. Przerwały one sedymencję łupków pstrych kredy górnej. Według Birkenmajera (1979) w paleocenie, po osadzeniu się osłony laramijskiej, zaznaczyły się fałdowania w pasie pienińskim. Po tych fałdowaniach na przedpolu obszaru przyszłego pienińskiego pasa skałkowego, utworzyła się już w eocenie dolnym rynna, w której zachodziła szybka sedymencja piaszczystego fliszu – ogniwa z Piwnicznej i warstw magurskich – przerwana krótkotrwałym epizodem wolniejszej sedymencji warstw z Kowańca. Sedymencja w tej rynnie trwała do późnego eocenu. Z badań Cieszkowskiego (w: Alexandrowicz i in., 1984) w okolicy Nowego Targu wynika, że z końcem eocenu górnej szybkość sedymencji w tej strefie zmniejszyła się, tworzyły się warstwy „malcowskie” o dużym udziale łupków. Sedymencja fliszu w basenie magurskim zakończyła się w oligocenie, a osady tego wieku zostały z obszaru objętego arkuszem usunięte przez erozję.

W eocenie środkowym transgresja morska zalała obszar jednostek Karpat wewnętrznych. Zaczął tworzyć się flisz niecki Podhala. Profil warstw zlatniańskich obejmuje utwory eocenu–oligocenu odmiennej facji, które przypuszczalnie osadziły się na obszarze pienińskiego pasa (mogły jednak nasunąć się z północy z wewnętrznej strefy basenu magurskiego).

Sfałdowanie jednostki magurskiej, pienińskiego pasa i niecki podhalańskiej mogło rozpocząć się już w paleogenie (fałdy synsedymencyjne). Główne fałdowania miały jednak miejsce w miocenie.

Na przełomie oligocenu i miocenu pieniński pas skałkowy i podhalańska część obszaru omawianego arkusza uległy wypiętrzeniu, natomiast dno Kotliny Nowotarskiej w strefie przyskałkowej – obniżeniu. We wczesnym miocenie nastąpiła stagnacja, a później zmiana kierunku ruchu na przeciwny. W miocenie środkowym północne obrzeżenie kotliny na przemian podnosiło się i obniżało. W karpacie miały miejsce pierwsze wylewy law andezytowych (dajki i sille) na obszarze Krościenko–Jaworki (Birkenmajer, 1979). Z początkiem badenu zaznaczyły się na Podhalu wielkopromienne ruchy paczące związane ze styryjską fazą górotwórczą. Wtedy też wystąpiły wylewy law andezytowych między Czorsztynem a Grywałdem (Birkenmajer, 1979 – stare dajki andezytowe). Kolejna faza aktywności wulkanicznej miała miejsce na granicy badenu i sarmatu, kiedy powstała II generacja dajek andezytowych Wżaru (Birkenmajer, 1979). Pieniński pas skałkowy uległ wypiętrzeniu między badenem i sarmatem.

W sarmacie tylko Pogórze Gubałowskie uległo względnemu podniesieniu, natomiast pozostała część omawianego obszaru obniżyła się (Watycha, 1971). Utworzył się wówczas w warunkach klimatu ciepłego i umiarkowanego ciepłego, najwyższy i najstarszy poziom zrównania – beskidzki. Zaznacza się on współcześnie w postaci wyrównanych wierzchowów beskidzkich pasm górskich

(Klimaszewski, 1972; Starkel, 1972b). Poziom ten uległ przekształceniu tektonicznemu w okresie późniejszej fazy górotwórczej attyckiej. W okresie późnego miocenu (panon–pont) dno kotliny zostało pocięte uskokami, nastąpiły drobne przemieszczenia poprzeczne w stosunku do osi kotliny, przy czym dominowały uskoki równoległe do dna (Watycha, 1971, 1976). Pieniny w tym czasie podlegały wypiętrzeniu.

W panonie, w wyniku bocznej erozji Dunajca, utworzył się na Podhalu, w pasmach Lubania i Radziejowej śródgórski poziom zrównania. Jednocześnie w obniżeniach przyskałkowych i rozlewiskach Pradunajca osadzały się utwory ilasto-mułkowe, przewarstwiane osadami przynoszonymi ze stoków pasma Lubania i Pienin przez powierzchniowe ruchy masowe i wody (Mizerna, Kluszkowce, Grywałd, Dziadowe, Kąty, Potoczki). W pliocenie środkowym ruchy tektoniczne doprowadziły do wypiętrzenia pasm Lubania i Radziejowej oraz obniżenia dorzecza Dunajca i Krośnicy wzdłuż pienińskiego uskoku brzeżnego i uskoku skośnych do osi doliny Krośnicy, notowanych przez Żytkę (1963). Ruchy podnoszące wywołały gwałtowną sedymentację osadów żwirowo-piaszczystych stożków napływowych potoków uchodzących do Dunajca.

W późnym miocenie i wczesnym pliocenie Kotlina Nowotarska była odwadniana w kierunku wschodnim poprzez system Białki–Białego Dunajca, uchodzący do Popradu, natomiast północne stoki pasa skałkowego i całe pasmo beskidzkie przez system tzw. Dunajca Sądeckiego ku północy. Wskutek silnego wcinania się tej rzeki w dźwigający się obszar pasa skałkowego Dunajec Sądecki przechwycił (kaptaż) system rzeczny Białki–Białego Dunajca. W wyniku tego powstał przełomowy odcinek Dunajca przez Pieniny. Różnice w odporności skał spowodowały utworzenie się meandrów rzecznych, które były później w ciągu późnego pliocenu i plejstocenu pogłębiane (Birkenmajer, 1979). W pliocenie pas skałkowy tworzył masyw górski, rozcinany przez niewielkie potoki, a w jego rzeźbie zaznaczyły się szerokie doliny o łagodnych zboczach oraz zrównane wierzchowiny, utworzone w wyniku erozji bocznej rzek i potoków oraz działalności ruchów masowych.

U schyłku pliocenu nastąpił kolejny etap wzmożonej aktywności tektonicznej. Ponownie wypiętrzane były pasma Lubania i Radziejowej oraz pas skałkowy. Spowodowało to rozcięcie poziomu pogórskiego do głębokości około 100 m.

Na początku plejstocenu (preplejstocen) rzeki płynęły na poziomie o wysokości 100 m nad współczesnymi dnami, po tzw. poziomie zrównania przydolinny. Zuchiewicz (1980) stwierdza, że poziom ten to staroczwartorzędowy taras rzeczny. Na jego powierzchni można niekiedy napotkać resztki osadów rzecznych – silnie zwiędzających otoczków skał tatrzańskich. Rozcięcie tego poziomu odbywało się etapami w plejstocenie. Ruchom podnoszącym obszar pasa skałkowego towarzyszyła erozja wgłębna rzek.

Występowanie wzdłuż doliny Dunajca poziomów zrównań i tarasów rzecznych, znaczących ślady dawnych den dolin oraz występowanie pliocenских utworów ilastych w Kotlinie Nowotarskiej i dorzeczu Krośnicy pozwalają na określenie wieku początku formowania się przełomów Dunajca przez pas skałkowy. Zasadniczy okres powstania przełomów wiąże się z dolnym czwartorzędem (Zuchiewicz, 1980). Przemawia za tym to, że nad zboczami doliny przełomowej zachował się tylko dolnoczwartorzędowy poziom zrównania przydolinowego. Rekonstrukcja pierwotnego zasięgu osadów słodkowodnego pliocenu na południowych stokach pasma Lubania w poziomie około 650 m n.p.m. oznacza, że Dunajec w pliocenie mógł płynąć inną drogą niż obecnie (na co zwracali już wcześniej uwagę m.in. Gadomski i Żytko). Wykorzystywał on obniżenie przełęczy Snoski oraz doliny Krośnicy i mógł płynąć dalej doliną Grajcarka w stronę Kotliny Litmanowskiej nad Popradem.

Ruchy tektoniczne, jakie zachodziły na Podhalu w czasie od miocenu do plejstocenu włącznie, miały charakter głównie uskokowy (Birkenmajer, 1979). Żytko (1963) opisał blokową tektonikę okolic Krościenka nad Dunajcem, a Baumgart-Kotarba (1983) stwierdził, że obszary dźwigane były *en block* i tylko w strefach granicznych dochodziło do różnicowania nierównomiernie dźwiganych lub zapadających się stref.

W czasie plejstocenu obszar Pienin nie był zlodowacony. Zlodowacenie plejstocenské Tatr nie sięgnęło w Pieniny, natomiast materiał okrucowy wymywany przez wody glacialne z moren tatrzańskich utworzył w obrębie Podhala kilka generacji stożków fluwioglacialnych i tarasów rzecznych włożonych w siebie, odpowiadających trzem kolejnym zlodowaceniom (Roemer, 1929; Halicki, 1930; Klimaszewski, 1950, 1951, 1967; Birkenmajer, 1958, 1979).

We wczesnym plejstocenie powstał rów tektoniczny Dębna–Frydmana (Niedzielski, 1971) o amplitudzie zrzutu ponad 130 m. Z okresem tym, kiedy panował suchy, chłodny klimat, związane są prawdopodobnie osady rzeczne złożone na 160-metrowym cokole skalnym, na ostrodze w Kłodnem.

Pokrywy aluwialne ze zlodowaceń południowopolskich (Mindel) występują na wysokości około 70–90 m nad współczesnym dnem doliny Dunajca po obu jej stronach (pienińskiej i beskidzkiej). Według Baumgart-Kotarby (1983) świadczy to o jednakowym tempie dźwigania obu jednostek od chwili ich złożenia.

W plejstocenie Pieniny znalazły się w strefie peryglacialnej, a więc były intensywnie modelowane przez wietrzenie i soliflukcję. Transportowany z Tatr i Gorców materiał żwirowo-gruzowy zasypywał dno Kotliny Nowotarskiej i dolinę Dunajca do znacznej wysokości. W okresach interglacialnych pokrywy te były rozcinane i prawie w całości wynoszone poza obręb gór. Pozostały po nich poziomy tarasowe na zboczach Pienin.

Według Birkenmajera (1979) najwyższe tarasy rzeczne w dolinie Dunajca w Pieninach tworzyły się podczas zlodowaceń południowopolskich (wysokości 78–96 m). Z okresem zlodowaceń środkowopolskich związane są tarasy o wysokości 20,0–50,0 m, natomiast z okresem zlodowaceń północnopolskich – o wysokości tylko 15–25 m nad dzisiejszy poziom Dunajca. W okresie holocenu intensywne pogłębianie koryta spowodowało utworzenie następnych, najniższych poziomów tarasowych (5,0–10,0; 0,5–5,0 i 0,5–3,0 m n.p. rzeki). Na wysokości 1–2 m nad dzisiejszy poziom koryta rozciąga się taras zalewowy (łąkowy – Klimaszewski, 1937), a na wysokości 6–9 m taras „rolny”. Według Klimaszewskiego (1948b, 1967) przed zlodowaceniami południowopolskimi układ sieci dolinnej był zbliżony do dzisiejszego, a grzbiety i stoki miały formy bardziej wyraziste.

Cechą charakterystyczną wszystkich pokryw tarasowych jest udział materiału tatrzańskiego, głównie żwirów kwarcytowych. Można te poziomy korelować z leżącymi na podobnej wysokości poziomami w Kotlinie Nowotarskiej i Kotlinie Sądeckiej. W okresie interglacjalu (wielkiego) mazowieckiego wskutek obniżenia bazy erozyjnej oraz tektonicznych ruchów podnoszących nastąpiło rozcięcie pokrywy akumulacji rzecznej i skalnego podłoża, a kolejne, młodsze osady ze zlodowaceń środkowopolskich były osadzane na niższym poziomie. W tym okresie rozcięcie dolin dotarło do 15–20 m nad poziom obecnego koryta, a Dunajec utrwalił przebieg meandrowy.

W czasie zlodowaceń środkowopolskich zostały złożone osady rzeczne zachowane w postaci listew pokrytych glinami stokowymi (soliflukcyjnymi i deluwialnymi) na zboczach dolin. Wśród żwirów przeważają granity i kwarcyty tatrzańskie.

W interglacjale eemskim pogłębianie dolin sięgnęło około 5 m poniżej den współczesnych dolin.

W przełomowej dolinie Dunajca przez Beskidy tarasy z okresu zlodowaceń północnopolskich mają cokoły skalne wskazujące na intensywne podnoszenie obszaru aż po dzień dzisiejszy (Birkenmajer, 1979; Zuchiewicz, 1980). Według Oszczypki i Wójcika (1984) intensywność podnoszenia się obszaru w dolinie Dunajca wzrastała od 0,1 mm/r w interglacjale poprzedzającym zlodowacenia południowopolskie do około 0,65 mm/r w późnym plejstocenie i w holocenie.

W plejstocenie na stokach zachodziło intensywne wietrzenie mrozowe i działały procesy soliflukcyjne, co doprowadziło do powstania miąższych pokryw soliflukcyjnych i deluwialnych w ich dolnych częściach. Na obszarze występowania skał o większej odporności na wietrzenie fizyczne powstały osady typu gołoborzy i rumoszy skalnych. Z późniejszym plejstocenem i holocenem związane jest powstawanie większych osuwisk i obrywów skalnych.

Współcześnie w dnach dolin występuje akumulacja osadów rzecznych przedzielona fazami wzmożonej erozji. Akumulacja związana jest z wylesieniem i okresami katastrofalnych deszczów.

Jednocześnie w zakolach rzek tworzą się odsypy żwirowo-piaszczyste, a niższe tarasy nadbudowywane są madami i piaskami rzecznyymi. Na stokach działają intensywnie procesy denudacyjne (ruchy masowe, spłukiwanie i inne) obejmujące często duże powierzchnie. U wylotów dolin bocznych tworzą się stożki napływowe.

IV. PODSUMOWANIE

W wyniku prac związanych z reambulacją arkusza Szczawnica-Krościenko uszczegółowiono syntetyczny profil geologiczny osadów czwartorzędowych, w celu pokazania różnic w wykształceniu tych osadów w różnych częściach omawianego obszaru.

Profil utworów serii magurskiej wykonano tak, by uzyskać zgodność na styku z arkuszem Piwniczna. Udało się wyróżnić oraz przedstawić na mapie występowanie osadów zaliczonych do warstw z Zarzecza i ogniwa z Życzanowa.

Na mapie terenu należącego do gmin: Czorsztyn, Krościenko nad Dunajcem i Łącko przedstawiono nowe zdjęcie osuwisk na podstawie materiałów programu SOPO. Obraz budowy geologicznej na obszarze pienińskiego pasa skałkowego przedstawiono bez zmian według Watychy (1976), dostosowując go tylko do wymagań skali mapy. Wiek utworów fliszowych zaliczonych do aalenu jest problematyczny i wymaga dalszych badań.

Kraków, 2013

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., 1966 — Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części Pienińskiego Pasa Skałkowego. *Zesz. Nauk. AGH w Krakowie*, 157, *Rozprawy*, 78.
- Alexandrowicz S.W., 1984 — Środkowoholocenska malakofauna z Harcygrundu koło Czorsztyna (pieniński pas skałkowy). *Stud. Geol. Pol.*, 83.
- Alexandrowicz S.W., 1986 — Potok Ścigocki – Datowanie osuwiska w dolinie potoku. W: *Przew. 57. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kraków*, 18–20 września 1986 r., Inst. Geol. Oddz. Karpacki, Kraków.
- Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerova V., 1968 — Comparison of Cretaceous stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 9, 2.
- Alexandrowicz S.W., Bogacz K., Węclawik S., 1966 — Piaszkowce litotamniowe we fliszu magurskim okolic Krościenka nad Dunajcem. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 7: 39–61.
- Alexandrowicz S.W., Cieszkowski M., Golonka J., Kutuba J., Oszczytko N., Paul Z., 1984 — Stratygrafia strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej w polskich Karpatach fliszowych. *Biul. Inst. Geol.*, 340.

- Alexandrowicz S.W., Kutyla J., 1979 — Litostratygraficzne poziomy korelacyjne w serii magurskiej między Krościenkiem a Jaworkami. *Kwart. Geol.*, **23**, 2: 502–503.
- Amirowicz A., Baryła J., Dziubek K., Gradziński M., 1995 — Jaskinie Pienińskiego Parku Narodowego. *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, 3: 3–57.
- Baumgart-Kotarba M., 1974 — Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 106.
- Baumgart-Kotarba M., 1983 — Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 145: 1–133.
- Bieda F., 1929 — Numulity trzeciorzędu pienińskiego pasa skałkowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6.
- Bieda F., 1959 — Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K., 1963 — Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.*, 181.
- Birkenmajer K., 1951 — Uwagi o utworach pliocenских w okolicy Krościenka nad Dunajcem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **20**, 4.
- Birkenmajer K., 1953 — Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. *Bull. Acad. Pol., Cl., 3*, **1**, 6.
- Birkenmajer K., 1954 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pienińskim pasie skałkowym w latach 1950–1951. *Biul. Inst. Geol.*, 86.
- Birkenmajer K., 1956a — Sedimentary characteristics of the Jarmuta beds (Maastrichtian) of the Pieniny Klippen-belt (Central Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sci.*, III, 4 (10): 729–735.
- Birkenmajer K., 1956b — Występowanie wód mineralnych na tle budowy geologicznej Szczawnicy. *Prz. Geol.*, **4**, 11.
- Birkenmajer K., 1957 — Dajki andezytowe góry Bryjarki w Szczawnicy. *Prz. Geol.*, **5**, 2.
- Birkenmajer K., 1958 — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym, cz. 1–4, Warszawa.
- Birkenmajer K., 1959 — Przekroje geologiczne przez Polskę: Pieniny. Wyd. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1960 — Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego 1:10 000, ark. Niedzica. Inst. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1961 — Mizerna near Czorsztyn. Pliocene and Older Pleistocene deposits. INQUA 6th Congr. Guide-Book of Exc. 3. PWN, Łódź.
- Birkenmajer K., 1962a — Forma geologiczna andezytów Wżaru. *Acta Geol. Pol.*, **12**, 2.
- Birkenmajer K., 1962b — Paleontological evidence of the age of the Magura Palaeogene north of the Pieniny Klippen belt of Poland (Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr.*, **10**, 4.
- Birkenmajer K., 1962c — W sprawie rzekomego pliocenu w Kluszkowcach na Podhalu. *Acta. Geol. Pol.*, **12**, 2.
- Birkenmajer K., 1963a — Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego 1:10 000, ark. Czorsztyn. Inst. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1963b — Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 9: 1–380.
- Birkenmajer K., 1965 — Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 3.
- Birkenmajer K., 1968 — Poszukiwania nowych wód mineralnych w Szczawnicy. *Wszechświat*, 9.
- Birkenmajer K., 1970 — Przedpliocenские struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 31: 1–77.

- Birkenmajer K., 1973 — Pieniński pas skałkowy. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 2. Mezozoik. Inst. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1976 — Plejstoceńskie deformacje tektoniczne w pasie skałkowym. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46: 309–323.
- Birkenmajer K., 1977 — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 45: 1–159.
- Birkenmajer K., 1978 — Neogene to Early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Baltica.*, 12: 17–28.
- Birkenmajer K., 1979 — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol., Warszawa: 237.
- Birkenmajer K., 1983 — Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Stud. Geol. Pol.*, 77: 89–112.
- Birkenmajer K. (red.), 1985 — Main geotraverse of the Polish Carpathians (Crakow–Zakopane). Guide to excursion 2. Carpatho-Balkan Geological Association. 13th Congr. Crakow. Poland. Wyd. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1986a — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 7–32.
- Birkenmajer K., 1986b — Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. *Prz. Geol.*, 34, 6 (398): 293–304.
- Birkenmajer K. (red.), 1986 — Przew. 57. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kraków, 18–20 września 1986 r. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków: 181.
- Birkenmajer K., 1988 — Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Fold-belt. *Stud. Geol. Pol.*, 91: 7–37.
- Birkenmajer K., 1992a — Południowe obrzeżenie płaszczowiny magurskiej (Łąkcica–Tylmanowa). W: Przew. 63. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Koninki, 17–19 września 1992 r.: 50–64.
- Birkenmajer K., 1992b — Przegląd problematyki geologicznej Pienińskiego Parku Narodowego. Pieniny – Przyroda i Człowiek, 1: 33–39.
- Birkenmajer K., 1992c — Szczawnica–Zabanie. Jura i kreda jednostki Grajcarka do płaszczowiny magurskiej (N. Oszcypko, W. Zuchiewicz, red.). W: Przew. 63. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Koninki 17–19 września 1992 r.: 42–45.
- Birkenmajer K., 1996a — Budowa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego i Tatr. *Stud. Geol. Pol.*, 109: 1–130.
- Birkenmajer K., 1996b — Miocene intruzje andezytowe rejonu Pienin: ich formy geologiczne i rozmieszczenie w świetle badań geologicznych i magnetycznych. *Kwart. AGH, Geologia*, 22, 1: 15–25.
- Birkenmajer K., 1998 — Tektonika wzgórza zamkowego w Niedzicy, pieniński pas skałkowy. *Stud. Geol. Pol.*, 111: 155–179.
- Birkenmajer K., 1999 — Stages of structural evolution of the Niedzica Castle tectonic window, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 115: 117–130.
- Birkenmajer K., 2003a — Aktualne problemy geologiczne Pienin. Pieniny – Przyroda i Człowiek, 8: 33–40.
- Birkenmajer K., 2003b — Post-collisional late Middle Miocene (Sarmatian) Pieniny Volcanic Arc, Western Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 51, 1: 79–89.
- Birkenmajer K., 2006 — Przełom Dunajca w Pieninach – fenomen geologiczny. Pieniny – Przyroda i Człowiek, 9: 9–22.
- Birkenmajer K., 2007 — The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics, palaeogeography. *Stud. Geol. Pol.*, 127: 7–50.

- Birkenmajer K., Bogacz K., Kozłowski S., Węclawik S., 1965 — Przewodnik do wycieczek terenowych 36. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Pieniny, 19–22.09.1963 r. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 3.
- Birkenmajer K., Dudziak J., 1981 — Wiek fliszu magurskiego (paleogen) północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego w Polsce na podstawie nanoplanktonu. *Stud. Geol. Pol.*, 70: 7–36.
- Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., 1979 — Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. *Stud. Geol. Pol.*, 61: 7–36.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2004 — Dinocyst ages of some Jurassic strata, Grajcarek Unit at Sztolnia Creek, Pieniny Klippen Belt (Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 123: 245–277.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2007 — Age of some deep-water marine Jurassic strata at Mt Hulina, Małe Pieniny Range (Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland), as based on dinocysts. *Stud. Geol. Pol.*, 127: 51–70.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1987 — Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 92: 7–28.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1977 — Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura Succession near Szlachtowa, Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Acta Geol. Pol.*, 27: 387–400.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1984 — Fauna i wiek wapieni bulastych okolic Niedzicy i Jaworek (pieniński pas skałkowy). *Stud. Geol. Pol.*, 83: 7–24.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1994 — Pliensbachian (Early Jurassic) fauna from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians (Poland): its stratigraphic and palaeogeographic position. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **42**, 4: 223–245.
- Birkenmajer K., Nairn A.E.M., 1969 — Studia paleomagnetyczne skał polskich. 3. Neogeńskie skały ognio-we Pienin. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **38**, 4.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1988 — New lithostratigraphic standard for the Paleogene of the Magura Flysch Basin (southern part), Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sci.*, **36**: 253–259.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989 — Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **59**, 1–2: 145–181.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., 1999 — K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts., West Carpathians, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sci.*, **47**, 2–3: 155–169.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000a — Early Cretaceous K-Ar age of a large basalt olistolith at Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 117: 27–35.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000b — K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts., West Carpathians, Poland. A supplement. *Stud. Geol. Pol.*, 117: 7–25.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Szeligaw., 2004 — Age relationships between Miocene volcanism and hydrothermal activity at Mt Jarmuta, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 123: 279–294.
- Birkenmajer K., Poprawa D. (red.), 1986 — Przew. 57. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kraków, 18–20 września 1986 r. Inst. Geol. Oddz. Karpacki, Kraków.
- Birkenmajer K., Skupiński A., 1990 — O niektórych egzotykach wulkanicznych i plutonicznych z górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 97: 69–78.
- Birkenmajer K., Widz D., 1995 — Biostratigraphy of Upper Jurassic radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians.
- Birkenmajer K., Wieser T., 1956 — Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 1

- Birkenmajer K., Kozur H., Mock R., 1990 — Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 60: 3–44.
- Blaicher J., 1973 — Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG1. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Blaicher J., Morgiel J., Sikora W., 1973 — Zlepienie cenomanu w pienińskim pasie skałkowym w Polsce. *Kwart. Geol.*, 17, 3.
- Blaicher J., Sikora W., 1969 — W sprawie wieku ogniwa zwanego aalenem fliszowym w pienińskim pasie skałkowym. *Kwart. Geol.*, 13: 716–717.
- Blaicher J., Sikora W., 1972 — O nowej fliszowej facji albu w pienińskim pasie skałkowym w Polsce. *Kwart. Geol.*, 16, 4: 1067–1068.
- Bober L., Oszczytko N., 1984 — O metodyce analizy podłużnych profili rzek karpackich w badaniach neotektonicznych na przykładzie Podhala (Polskie Karpaty Wewnętrzne). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 54, 1–2: 191–208.
- Bromowicz J., Gucik S., Magiera J., Moroz-Kopczyńska M., Nowak T.W., Peszat Cz., 1976 — Piaskowce karpackie. Ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 2, 2.
- Bromowicz J., Rowiński Z., 1965 — Kilka uwag o piaskowcach fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol.*, 9: 837–856.
- Burtan J., Paul Z., Watycha L., 1978a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Mszana Górna (1023). Inst. Geol., Warszawa.
- Burtan J., Paul Z., Watycha L., 1978b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mszana Dolna (1033). Inst. Geol., Warszawa.
- Chowaniec J., Witek K., 1997a — Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Szczawnica-Krościenko (1050). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Chowaniec J., Witek K., 1997b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Szczawnica-Krościenko (1050). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Chrustek M., Golonka J., Janeczko A., Stachyrak F., 2005 — Geological characterisation of the Krynica subunit in the vicinity of Krościenko on the Dunajec river (magura nappe, outer flysch Carpathians). *Geologia*, 31, 1: 127–144.
- Cieszkowski M., 1979 — Warstwy z Kowańca w podjednostce krynickiej płaszczowiny magurskiej – nowa definicja. *Kwart. Geol.*, 23, 2: 501–502.
- Cieszkowski M., Golonka J., Kutyba J., Oszczytko N., Paul Z., 1984 — Stratygrafia strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej w polskich Karpatach zewnętrznych (The stratigraphy of the Krynica Zone of the Magura Nappe in the Polish Flysch Carpathians. *Biul. Inst. Geol.*, 340: 23–39.
- Cieszkowski M., Olszewska B., 1986 — Malcov Beds in Magura Nappe near Nowy Targ, Outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 56: 53–67.
- Cieszkowski M., Olszewska B., Smagowicz M., 1978 — Odkrycie osadów wyższej części górnego eocenu w łusce Nowego Targu. *Kwart. Geol.*, 22, 4.
- Cieszkowski M., Oszczytko N., 1986 — Rozwój osadów płaszczowiny magurskiej w strefie przypienińskiej. *Prz. Geol.*, 34, 6: 327–334.
- Czarnecka K., 1986 — Uwarunkowania strukturalne współczesnych ruchów tektonicznych pienińskiego pasa skałkowego w rejonie Czorsztyna. *Prz. Geol.*, 34, 10: 556–560.

- Czarnecki K. (red.), Barlik M., Czarnecka K., Olszak T., Pachuta A., Szpunar R., Walo J., 2004 — Badania geodynamiczne pienińskiego pasa skałkowego w rejonie Czorsztyna. Monografia. Polit. Warsz., Wydż. Geod. i Kartogr., Inst. Geod. Wyższej i Astronomii Geod., Warszawa: 116 s.
- Dudziak J., 1983 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nanoplanktonu wapiennego. I: Formacja zakopiańska dolin Białego Dunajca i Białki: *Stud. Geol. Pol.*, 77: 67–83.
- Dudziak K., 1986a — Nanoplankton wapienny z formacji szlachtowskiej (jura) w potoku Sztolnia, pieniński pas skałkowy. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 135–142.
- Dudziak J., 1986b — Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nanoplanktonu wapiennego. III. Formacja chochołowska i ostryska. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 157–174.
- Dyakowska J., 1947 — Interglacjał w Kątach koło Sromowiec Wyżnich. *Starunia*, 23. *Spraw. PAU*, 3.
- Dziewański J., Gąsiorowska E., 1986 — Niedzica – zarys budowy geologicznej podłoża zapory czołowej w Czorsztynie – Niedzicy. W: Przew. 57. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kraków, 18–20 września 1986 r. Inst. Geol. Oddz. Karpacki, Kraków.
- Gajda E., 1958 — Procesy hydrotermalne w andezytach okolic Pienin. *Pr. Muzeum Ziemi*, 1.
- Gąsiorowska E., Niedziałkowska J., 1975 — Dokumentacja geologiczno-inżynierska do projektu technicznego zapory ziemnej na rzece Dunajcu. Złoża. Arch. Przeds. Geol. Budownictwa Wodnego „Hydrogeo”, Kraków.
- Gąsiorowska E., Nowicka D., Popiołek S., 1975 — Dokumentacja geologiczno-inżynierska do projektu technicznego zapory ziemnej na rzece Dunajcu w Czorsztynie – Niedzicy. Zapor. Arch. Przeds. Geol. Budownictwa Wodnego „Hydrogeo” Kraków.
- Gąsiorowski S.M., 1962 — Aptychi from the dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpatians, and their stratigrafical value. *Stud. Geol., Pol.*, 10.
- Gedl E., 2007 — Lower Cretaceous dinocyst stratigraphy and palynofacies of the Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 127: 71–100.
- Gedl E., Gedl P., 2001 — Rewizja wieku utworów jednostki Grajcarka w profilu góry Hulina (pieniński pas skałkowy, polskie Karpaty wewnętrzne). Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego Jurassica (G. Pieńkowski, J. Grabowski, red.). 2. Spotkanie, Starachowice, 27–29 września 2001 r.
- Gedl P., 1998 — Wiek fliszu podhalańskiego na podstawie dinocyst. *Prz. Geol.*, 46: 45–46.
- Gedl P., 2007 — Organic-walled Dinoflagellate cysts from some Jurassic and Cretaceous strata of the Grajcarek Unit at Hałuszowa, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians, Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 127: 101–117.
- Gedl P., 2008 — Wiek formacji szlachtowskiej (tzw. czarnego fliszu) i formacji z Opaleńca pienińskiego pasa skałkowego w Polsce na podstawie badań dinocyst. *Prz. Geol.*, 56, 3: 245–252.
- Golonka J., 1974 — Glony wapienne paleogenu Krościenka (jednostka magurska) i Złatnego (pieniński pas skałkowy). *Kwart. Geol.*, 18, 4.
- Golonka J., 1977 — Microfacies and stratigraphy of Lower Cretaceous of Geosynclinal Furrows in the Pieniny Klippen Belt in Poland. Proc. 11. Cong. Carp.-Balcan. Geol. Ass. Kiev.
- Golonka J., Gasiński A., Sikora W., Smagowicz M., 1979 — Monografia jednostki złatniańskiej pienińskiego pasa skałkowego. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Golonka J., Rączkowski W., 1983 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piwniczna (1051). Inst. Geol., Warszawa.
- Golonka J., Rączkowski W., 1984 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piwniczna (1051). Inst. Geol., Warszawa.

- Golonka J., Sikora W., 1979 — O wieku nadkładu dolnokredowych warstw ze sztolni w górnej części potoku Sztolnia w pienińskim pasie skałkowym. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, **21**, 1: 209–211.
- Golonka J., Sikora W., 1981 — Mikrofacje ścienionych sedymentacyjnie utworów górnej jury i dolnej kredy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 331.
- Gołąb J., 1952 — Tektonika Podhala. *Geol. Biul. Inf., Państw. Inst. Geol.*, 1.
- Gołąb J., 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, 159.
- Halicki B., 1930 — Dyluwialne zlodowacenia północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **5**, 3/4.
- Halicki B., 1961 — Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. *Acta Geol. Pol.*, **11**, 4.
- Halicki B., 1963 — Tektonika Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 349–361
- Horwitz L., 1938 — Studia nad stratygrafią osłony Skałek Pienińskich. Podział osłony skałkowej i rozmieszczenie jej ogniwi. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **9**, 2.
- Horwitz L., 1963 — Budowa geologiczna Pienin (wyd. pośmiertne pod red. K. Birkenmajera). *Pr. Inst. Geol.*, **38**: 1–152.
- Jakubowski K., 1968 — Rola płytkich ruchów osuwiskowych zwietrzeli w procesach zboczowych na terenie wschodniego Podhala. *Pr. Muz. Ziemi*, 13: 137–314.
- Jamiński J., 1990 — Cysty kopalnych bruzdnici (Dinoflagellata) z formacji z Pomiedznika w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków.
- Jarocka A., 1965 — Źródła mineralne Szczawnicy. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 3.
- Jurewicz E., 1986 — Górnokredowe jednostki tektoniczne w jednostce niedzickiej we wschodniej części bloku Homoli (Małe Pieniny). *Prz. Geol.*, **34**, 6: 334–337.
- Jurkiewicz E., 1997 — The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts.). *Geol. Quart.*, 3: 315–326.
- Kasiński J.R., Pieńkowski G., Pisera A., 1981 — Charakterystyka litologiczno-mikrofacjalna jednostek braniskiej i czorsztyńskiej wzdłuż drogi Krośnica–Kąty w Pieninach. *Stud. Geol. Pol.*, 70.
- Klimaszewski M., 1937 — Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. *Pr. Inst. Geogr. UJ*, 18.
- Klimaszewski M., 1948a — O utworach plioceńskich w Krościenku nad Dunajcem. Opis geologiczny. *Rozpr. Wdz. Mat.-Przyr. PAU*, A, 72.
- Klimaszewski M., 1948b — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wrocł. Tow. Nauk.*, **3**, 7.
- Klimaszewski M., 1950–1951 — Rzeźba Podhala. *Czas. Geogr.*, 21/22.
- Klimaszewski M., 1967 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. W: Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1972 — Karpaty wewnętrzne. W: Geomorfologia Polski. 1. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., Starkel L., 1972 — Karpaty Polskie. W: Geomorfologia Polski. Polska Południowa. Góry i Wyżyny. 1. (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.
- Kostrakiewicz L., 1965 — Hydrografia Pienin. *Zesz. Nauk. UJ. Pr. Geogr.*, 12.
- Kostrakiewicz L., 1982 — Hydrografia. W: Przyroda Pienin w obliczu zmian. *Stud. Natur.*, B, 30.
- Kozłowski S., 1961 — Budowa petrograficzna andezytów z góry Wżar. *Spraw. z Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie*, lipiec–grudzień 1960.
- Kozłowski S., 1965 — Andezyty Wżaru. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 3.
- Krawczyk A., 1980 — Niektóre cechy procesu sedymentacji fliszu podhalańskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **50**, 1.
- Krawczyk A.J., Muszyński M., Słomka T., 1987 — Okruchy skał w psamitach formacji szlachtowskiej pienińskiego pasa skałkowego. *Stud. Geol. Pol.*, 92: 75–86.

- Krawczyk A.J., Słomka T., 1986 — Wykształcenie i sedymentacja formacji szlachtowskiej (jura) na wschód od Szczawnicy (jednostka Grajcarka, pieniński pas skałkowy). *Stud. Geol. Pol.*, 88: 33–134.
- Krawczyk A.J., Słomka T., 1987 — Egzotyki z formacji szlachtowskiej pienińskiego pasa skałkowego. *Stud. Geol. Pol.*, 92: 69–74.
- Krawczyk A. J., Zuchiewicz W., 1988 — Regionalna zmienność parametrów fizjograficznych zlewni i ich związek z budową geologiczną dorzecza Dunajca (polskie Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol.*, 14: 5–38.
- Książkiewicz M., 1972 — Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 3 – Karpaty. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kulka A., Rączkowski W., Żytko S., Gucik S., Paul Z., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczawnica-Krościenko (1050). Inst. Geol., Warszawa.
- Kulka A., Rączkowski W., Żytko S., Paul Z., 1991 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczawnica-Krościenko (1050). Inst. Geol., Warszawa.
- Kutyba J., 1979 — Litostratygraficzne poziomy korelacyjne w serii magurskiej między Krościeniem a Jaworkami. *Kwart. Geol.*, 23: 502–503.
- Małkowski S., 1921 — Andezyty okolic Pienin. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1: 3–67.
- Małkowski S., 1923 — Sprawozdanie z badań fliszu magurskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościenka nad Dunajcem. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2, 1–2.
- Małkowski S., 1958 — Przejawy wulkanizmu w dziejach geologicznych okolic Pienin. *Pr. Muz. Ziemi*, 1: 11–55.
- Małoszewski S., 1963 — Mikrotektonika Góry Wżar i jej okolic na podstawie magnetycznych badań prospekcyjnych. *Prz. Geol.*, 11, 7.
- Małoszewski S., 1980 — The structural position of andesite intrusions in the Polish Pieniny Mts. on the basis of magnetic investigation. *Publ. Inst. Geoph. PAN*, A-8 (130)
- Mamakowa K., Mook W.G., Śröder A., 1975 — Late Pleistocene flora at Kąty (Pieniny Mts., West Carpathians). *Acta Paleobot.*, 16, 2.
- Mastella L., 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala (rozprawa doktorska). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 3–4: 361–401.
- Mastella L., 1976 — Współczesne ruchy pionowe stref uskokowych na Podhalu. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 2.
- Mastella L., Ozimkowski W., Szczęsny R., 1988 — Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, 36, 10: 566–572.
- Matejka A. (red.), 1963 — Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape CSSR 1:200 000. Spiska Stara Ves.
- Michalik A., 1954 — Mapa występowania andezytu na górze Wżar 1:5000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Michalik A., Wieser T., 1959 — Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. Geol.*, 3, 2.
- Morawski W., 1972 — Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Nidzicy. *Acta Geol. Pol.*, 22: 573–592.
- Morgiel J., Sikora W., 1972 — O utworach paleogeńskich w jednostce złotniańskiej (pieniński pas skałkowy) na zachód od Białego Dunajca. *Kwart. Geol.*, 16, 4.
- Morgiel J., Sikora W., 1974a — O wieku utworów paleogeńskich w okolicach Złatnego i Łapszów Niżnych (pieniński pas skałkowy). *Kwart. Geol.*, 18, 4.
- Morgiel J., Sikora W., 1974b — Facje cenomanu w okolicy Sromowiec Niżnych (pieniński pas skałkowy). *Kwart. Geol.*, 18, 2.

- Myczyński R., 1973 — Stratygrafia jury środkowej serii braniskiej okolic Czorsztyna, pieniński pas skałkowy. *Stud. Geol. Pol.*, 42: 1–122.
- Niedzielski H., 1971 — Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 2: 397–408.
- Nowak W.A., 1976 — Parastomiosphaera malmica (Borza) from the Polish Carpathians and their stratigraphical value for lower Tithonian Deposits. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 1–2.
- Ostrowicka M., 1969 — Profil litologiczny gruboławicowych piaskowców w Piwnicznej. *Spraw. z Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie*. Lipiec–grudzień 1966.
- Oszast J., 1973 — The Pliocene profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological investigations (Western Carpathians, Poland). *Acta Paleobot.*, 14, 1.
- Oszast J., Stuchlik L., 1977 — Roślinność Podhala w neogenie. *Acta Paleobot.*, 18, 1: 45–86.
- Oszczypko N., 1979 — Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Popradem (płaszczowina magurska). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49, 3–4.
- Oszczypko N., 1992a — Rozwój basenu magurskiego w górnej kredzie i paleogenie. *Prz. Geol.*, 40, 7: 397–404.
- Oszczypko N., 1992b — Zarys stratygrafii płaszczowiny magurskiej. W: *Przew. 63. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Koninki, 17–19 września 1992 r. Kraków.
- Oszczypko N., 2001 — Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Prz. Geol.*, 49, 8: 717–723.
- Oszczypko N., Dudziak J., Malata E., 1990 — Stratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej (kreda–paleogen) w Beskidzie Sądeckim, Karpaty Zachodnie. *Stud. Geol. Pol.*, 97: 109–181.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2006 — Rozwój basenu magurskiego. W: *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego* (N. Oszczypko, A. Uchman, E. Malata, red.). Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków: 133–164.
- Oszczypko N., Ślaczka A., Żytka K., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie. *Prz. Geol.*, 56, 10: 927–935.
- Oszczypko N., Wójcik A., 1984 — Utwory czwartorzędowe Beskidu Sądeckiego między Wietrzną a Jazowskiem. *Biul. Inst. Geol.*, 340.
- Paul Z., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łącko (1064). Inst. Geol., Warszawa.
- Paul Z., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łącko (1064). Inst. Geol., Warszawa.
- Rabowski F., 1925 — Skałki i ich rola w łańcuchu karpackim. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 3, 1/2.
- Rączkowski W., Zuchiewicz W., 1985 — Stop.10. Kłodne. Guide to Excursion 5. CBGA. 13. Congress, Cracov, Poland.
- Romer E., 1929 — Tatrzańska epoka lodowa. *Pr. Geogr. E. Romera*, 11. Lwów.
- Rutkowski J., Zuchiewicz W., 1988 — Petrografia żwirów z wysokich teras Dunajca pomiędzy Krościenkiem a Nowym Sączem. *Spraw. Pos. Nauk PAN, Oddz. w Krakowie*, 30, 1–2: 343–345.
- Rybacki S., Margielewski W., Domagała A., 1998 — Osuwisko na stoku góry Palenica w Szczawnicy (pieniński pas skałkowy) i jego związek z ekstremalnymi opadami w lipcu 1997 r. *Prz. Geol.*, 46, 11: 1162–1170.
- Sikora W., 1962 — Nowe dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Szczawnicy. *Kwart. Geol.*, 6, 4.
- Sikora W., 1970 — W sprawie transgresji eocenu w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Kwart. Geol.*, 14: 165–181.
- Sikora W., 1971 — Zarys tektogenezy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce w świetle nowych danych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 1.
- Sokołowski S., 1954 — Kilka nowych spostrzeżeń z geologii pieńskiego pasa skałkowego. *Biul. Inst. Geol.*, 86.

- Starkel L., 1969a — Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych. *Stud. Geomorph. Carpatho.-Balc.*, 3.
- Starkel L., 1969b — The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Stud. Geomorph. Carpatho.-Balc.*, 3.
- Starkel L., 1972a — Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, 10.
- Starkel L., 1972b — Karpaty zewnętrzne. W: Geomorfologia Polski. 1. (M. Klimaszewski, red.). Główny rys ukształtowania Polski Południowej: 52–115. PWN, Warszawa.
- Starkel L., 1984 — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. W: Budowa Geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd: 73–81. Inst. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1988 — O genezie i wieku zrównań w polskich Karpatach. *Prz. Geogr.*, **60**: 401–408.
- Szafer W., 1938 — Eine pliozane Flora in Krościenko am Dunajec. *Bull. Intern. Acad. Pol. Sc., Lettres, ser. B*, Cracovie.
- Szafer W., 1946 — Flora plioceńska w Krościenku nad Dunajcem. 1 – część ogólna. PAU. Rozpr. Wydz. 3, B. 72, Kraków.
- Szafer W., 1947 — Flora plioceńska w Krościenku nad Dunajcem. 2 – część opisowa. PAU. Rozpr. Wydz. 3, B. 72, Kraków.
- Szafer W., 1954 — Plioceneńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. *Pr. Inst. Geol.*, 11: 1–238.
- Szydło A., 1997 — Wiek i paleośrodowisko małych otworów przedfliszowych kredy górnej grzbietu czorszyńskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 376: 75–92.
- Śröder A., 1973 — O utworach z florą plioceńską w Kotlinie Nowotarskiej i w Krościenku nad Dunajcem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **43**, 3.
- Śröder A., 1982 — Pieniny w historii szaty roślinnej Podhala. W: Przyroda Pienin w obliczu zmian. *Stud. Naturae*, B. 30.
- Tokarski A. K., 1975 — Analiza strukturalna jednostki magurskiej pomiędzy Krościenkiem a Zabrzeżą (polskie Karpaty fliszowe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **45**, 3–4: 327–359.
- Tokarski A. K., 1977 — Zrównany cios w sfałdowanym fliszu jednostki magurskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **45**, 3–4.
- Tyszkiewicz J., 1991 — Palaeoenvironment of basinal Middle Jurassic carbonates, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **39**, 3: 231–251.
- Tyszkiewicz J., 1994a — Palaeoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analyses of Bajocian spotted carbonates, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Palaios*, 9: 175–187.
- Tyszkiewicz J., 1994b — Response of Middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 110: 55–81.
- Tyszkiewicz J., 1999 — Foraminiferal biozonation of the Early and Middle Jurassic in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **47**, 1: 27–46.
- Tyszkiewicz J., 2001 — Microfossil assemblages as bathymetric indicators of the Toarcian/Aalenian “Fleckenmergel”-facies in the Carpathian Pieniny Klippen Belt. *Geol. Carpath.*, **52**, 3: 147–158.
- Uhlig V., 1890a — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Der pieninische Klippenzug. *Jb. Geol. Reichs-Anstalt* (Wien), **40**, 3–4: 559–824.
- Uhlig V., 1890b — Geologische Spezialkarte der Österreichisch – Ungarischen Monarchie, Zone 8, Kol. 23, Alt Lublau (Stara Lubowla) und Szczawnica, k.k. Geologische Reichs-anstalt, Wien. (wyd. także Atlasu Geologicznego Galicyi — Komisja Fizjograficzna Akademii Umiejętności, Kraków 1914).

- Uhlig V., 1903 — Pieninische Klippenzone und Tatragebirge (Excursionen in die pieninische Klippenzone und in das Tatragebirge). 3 c: Führer Excurs. in Österreich. 9. Geol. Kongr., Wien.
- Watycha L., 1949 — Sprawozdanie z badań geologicznych na terenie arkuszy: Zakopane, Szczawnica, Nowy Sącz w latach 1941–1949 (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Watycha L., 1959 — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, **7**, 8.
- Watycha L., 1963a — Flisz magurski południowej części Górców. *Prz. Geol.*, **11**, 8.
- Watycha L., 1963b — Problem przepuszczalności w przekroju geologicznym Ciechorzyn-Zielone Skałki. *Prz. Geol.*, **11**, 7.
- Watycha L., 1966a — Objasnienia tekstowe do mapy geologicznej zakrytej „Zapory czołowej” w Niedzicy – Czorsztynie, wykonanej w skali 1:500. Arch. PAN, Zakł. Nauk Geol.
- Watycha L., 1966b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórze, ark. Krościenko (1050) (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1966c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000. Region Karpat i Przedgórze, ark. Nowy Targ (1049) (wydanie tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1971 — Badania czwartorzędu i neogenu w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. 3. Neogen w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa,
- Watycha L., 1976 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ (1049). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wojciechowski J., 1965 — Żył kruszcowe okolic Szczawnicy. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 3.
- Woźny E., 1970 — Opracowanie słodkowodnej i lądowej fauny neogenu (miocen, pliocen) kotliny Orawsko-Nowotarskiej (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Youssef M.M.M., 1978 — Large-scale geological survey of the Mt. Wzar andesites, Pieniny Mts., Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **46**.
- Ząbek Z., Barlik M., Knap T., Marganski S., Pachuta A., 1993 — Continuation of geodynamic investigations in the Pieniny Klippen Belt, Poland, from 1985 to 1990. *Acta Geophys. Pol.*, **41**: 131–150.
- Zuchiewicz W., 1980 — Młode ruchy tektoniczne a morfologia Pienin. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **50**: 263–300.
- Zuchiewicz W., 1982 — Geneza przełomu Dunajca przez Pieniny. *Wszechświat*, **83**, 10–11: 169–173.
- Zuchiewicz W., 1983 — Quaternary evolution of valleys in the Dunajec drainage basin (Polish Western Carpathians). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **16**.
- Zuchiewicz W., 1984 — The Late Neogene-Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpathians. A case study of the Dunajec drainage basin. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **54**: 133–189.
- Zuchiewicz W., 1985 — Wykształcenie utworów czwartorzędowych w środkowej części dorzecza Dunajca. *Biul. Inst. Geol.*, **348**.
- Zuchiewicz W., 1992 — Pozycja stratygraficzna tarasów Dunajca w Karpatach zachodnich. *Prz. Geol.*, **40**, 7: 436–445.
- Zuchiewicz W., 1994 — Efektywna metoda wykrywania przejawów młodej tektoniki w profilach podłużnych rzek Karpat polskich. *Prz. Geol.*, **42**, 11: 902–909.
- Zuchiewicz W., 1999 — Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w polskich Karpatach zewnętrznych: wskaźnik młodych ruchów tektonicznych? *Prz. Geol.*, **47**, 9: 854–858.
- Zuchiewicz W., 2001 — Geodynamika i neotektonika polskich Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, **49**, 8: 710–716.
- Zuchiewicz W., 2011 — Pleistocene tectonic activity of the Polish Western Carpathians: insights from fluvial terraces. *Acta Geodyn. Geomater.*, **8**, 3 (163).

- Żytko K., 1963 — Wyniki badań okolic Krościenka nad Dunajcem. *Kwart. Geol.*, **7**, 4.
- Żytko K., 1999 — Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Wschodnich i Zachodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 135–164.
- Żytko K., 2001 — Jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem. *Prz. Geol.*, **49**, 8: 703–709.
- Żytko K., Gucik S., Kulka A., Paul Z., 1987 — Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej w okolicy Krościenka – Tylmanowej. *Kwart. Geol.*, **31**, 1: 218–219.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Szczawnica-Krościenko (1050)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy rzeczne (akumulacyjne i erozyjne)

- Podcięcia erozyjne
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne: I – najwyższe, II – wyższe, III – średnie, IV – niższe, V – najniższe
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne zalewowe
- Stožki napływowe
- Doliny rzeczne: a. wcosowe, b. płaskodenne
- Wybrane przełomy (przełom pieniński)

Formy denudacyjne

- Fragmenty powierzchni zrównań, poziomy:
- beskidzki
 - śródgórski
 - pogórski
 - przydolinny
- Grzbiety oraz garby na przecięciu zboczy dolin: a. wąskie zaokrąglone, b. szerokie zaokrąglone
- Wierzchołki: a. kopiaiste, b. stożkowe
- Przełęcze
- Drobne formy ostańców i izolowane skałki
- Stoki grzbietów i zbocza dolin
- Ściany skalne
- Rumosze skalne i gołoborza
- Wybrane osuwiska

Formy krasowe

- Jaskinie

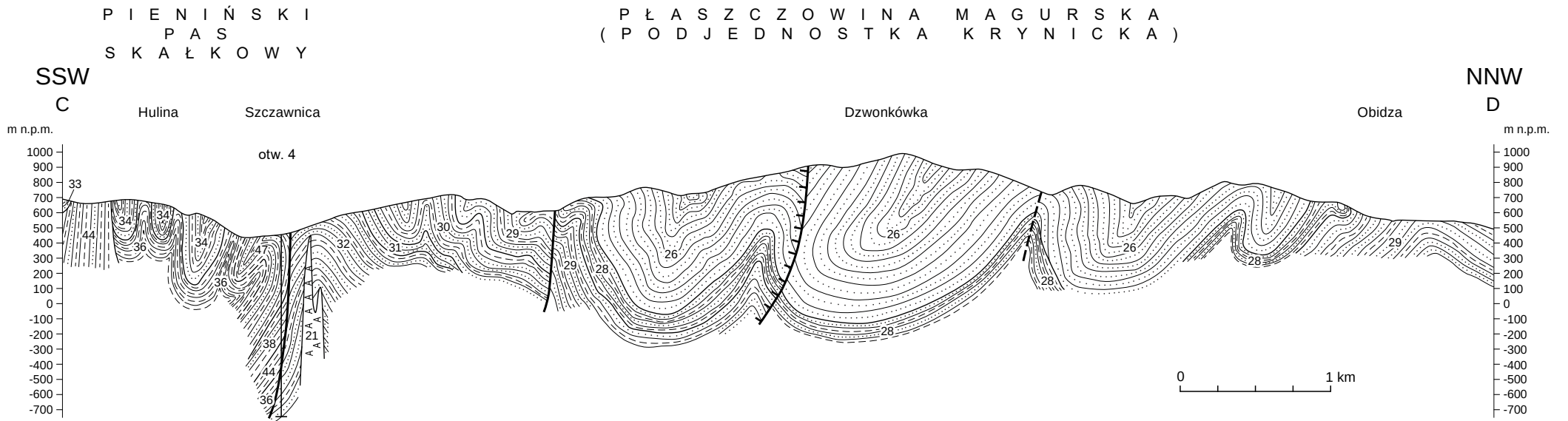
Formy antropogeniczne

- Kamieniołomy

Zreambulował: M. KMIECIAK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Szczawnica-Krościenko (1050)

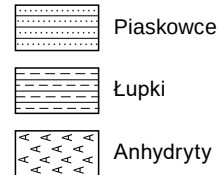
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D



47

Piaskowce, zlepieńce i łupki; łupki pstre z wkładkami piaskowców gruboławicowych – warstwy jarmuckie (kampan górny–mastrycht) i łupki z Malinowej (cenoman górny–kampan), nierozdzielone

Uwaga: pozostałe znaki i numery jak na mapie geologicznej



Zreambulowali: M. KMIECIAK, K. BORON i K. GÓRKA

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Szczawnica-Krościenko (1050)

SZCZEGÓŁOWE METRYCZKI OTWORÓW WIERTNICZYCH UMIESZCZONYCH NA MAPIE GEOLOGICZNEJ

1 576,0 ● iE ₁ zr – 0,5 (42,0)	2 520,0 ● PI – 4,0 pcPc ₂ –E ₁ sc – 25,0 (35,0)	3 530,0 ● PI – 2,5 pcPc ₂ –E ₁ sc – 28,0 (35,0)	4 456,9 ● pcCr _{cp3} –m ^j – 14,0 lpeCr _{c3} –cp – 30,0 pcCr _{cp3} –m ^j – 68,5 lpeCr _{c3} –cp – 142,3 lpeCr _{ap} –al – 415,0 J _{to3} –a1 – 702,0 lpeCr _{c3} –cp – 855,0 pcPc ₂ –E ₁ sc – 866,0 (1198,5)	5 566,0 ● pciOlza2 – 3,0 (30,0)
---	--	--	--	---

zr – warstwy z Zarzecza

sc – warstwy szczawnickie

j – warstwy jarmuckie

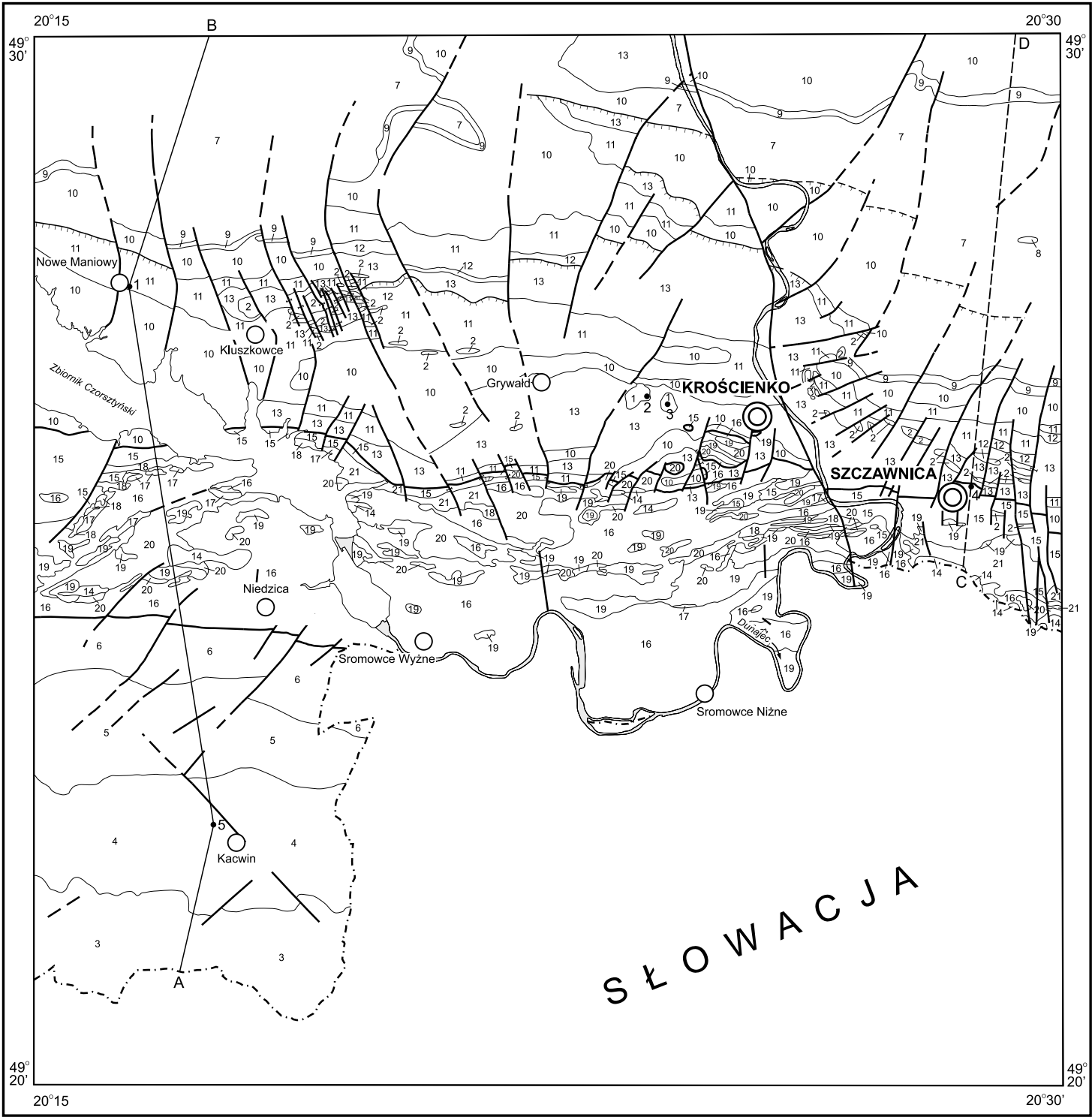
za2 – warstwy zakopiańskie górne

U w a g a: symbole stratygraficzne i litologiczne jak na mapie geologicznej

Opracował: M. KMIECIAK

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

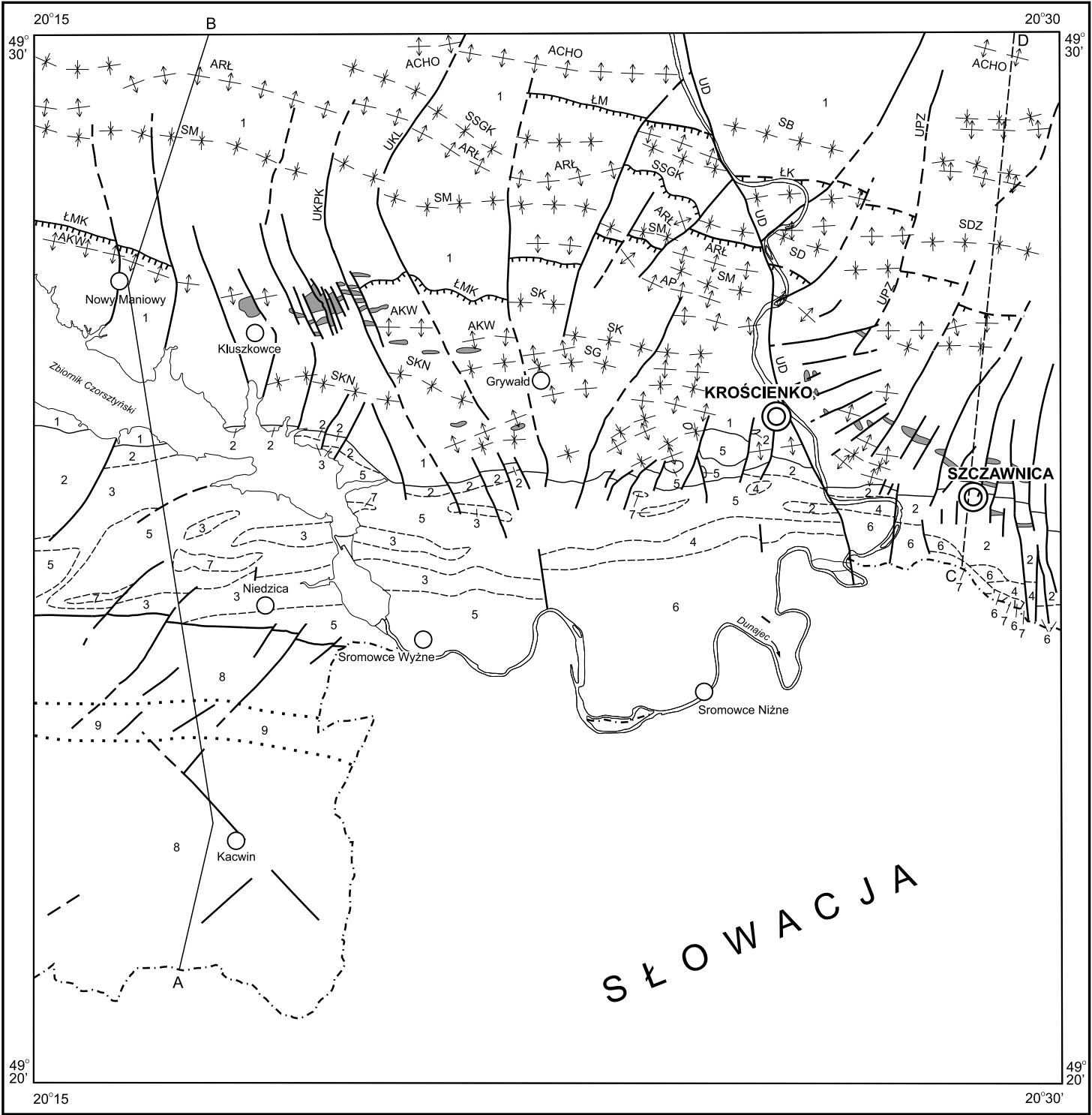


NEOGEN	{	PLIOCEN	1	Iły, gliny, piaski i żwiry				
		MIOCEN	2	Andezyty				
Seria fliszu podhalańskiego								
PALEOGEN	{	OLIGOCEN	{	3	Piaskowce, łupki i mułowce oraz ławice zlepieńców	Warstwy chochołowskie dolne		
			4	Piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców (warstwy zakopiańskie górne)	Warstwy zakopiańskie			
			5	Łupki z dolomitami żelazistymi, piaskowce ze zlepieńcami oraz mułowce (warstwy zakopiańskie dolne)				
			6	Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce oraz łupki	Warstwy szaflarskie			
Seria magurska (podjednostka krynicka)								
PALEOGEN	{	EOCEN–OLIGOCEN	{	7	Piaskowce gruboławicowe i łupki	Warstwy magurskie	{	EOCEN–OLIGOCEN DOLNY
			8	Łupki ilaste, czerwone i zielone (łupki pstre)				
	{	EOCEN	9	Łupki, margle, piaskowce średnioławicowe i cienkoławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych	Warstwy z Kowańca	EOCEN DOLNY–ŚRODKOWY		
			10	Piaskowce gruboławicowe z wkładkami zlepieńców oraz łupki (ogniwo z Piwnicznej)	Warstwy z Zarzecza		EOCEN DOLNY	
			11	Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki ilaste, mułowce i łupki margliste				
	{	PALEOOCEN–EOCEN	12	Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki (ogniwo z Życzanowa)	Warstwy szczawnickie	PALEOOCEN ŚRODKOWY–EOCEN DOLNY		
			13	Piaskowce średnioławicowe i cienkoławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych i łupki				
Seria Grajcarka i osłona serii pienińskiego pasa skałkowego								
PALEOGEN	{	EOCEN–OLIGOCEN	{	14	Mułowce margliste z wkładkami piaskowców i zlepieńców oraz piaskowce z wkładkami łupków	Warstwy złatniańskie	{	CENOMAN–MASTRYCHT
				15	Piaskowce, zlepieńce, łupki (warstwy jarmuckie) oraz łupki pstre z wkładkami piaskowców cienkoławicowych (łupki z Malinowej) (cenoman górny–kampan)			
KREDA	{	KREDA GÓRNA	{	16	Piaskowce i łupki oraz mułowce, margle i iłowce (warstwy sromowieckie) (koniak–kampan dolny) oraz margle i wapienie margliste pstre (margle globotruncanowe zielone i pstre) (cenoman–mastrycht dolny)		{	APT + ALB
				17	Łupki z wkładkami wapieni rogowcowych, mułowców, miejscami piaskowców i zlepieńców (warstwy globigerinowo-radiolariowe); wapienie margliste (łupkowate) lub wapienie bulaste czerwone i pstre (warstwy z Chmielowej); wapienie margliste z soczewkami i wkładkami rogowców radiolariowych oraz łupki margliste, margle i wapienie (warstwy z Pomiedznika)			
Serie pienińskiego pasa skałkowego								
JURA–KREDA	{	JURA ŚRODKOWA–KREDA DOLNA	{	18	Wapienie bulaste (wapienie czorsztyńskie), radiolaryty, wapienie: kalpionellowe, brachiopodowe, krynoidowe i okrucowe – serie: niedzicka, czertezicka i czorsztyńska		{	KELOWE–HOTERYW
				19	Wapienie krzemionkowe, radiolaryty i łupki krzemionkowe (radiolaryty manganowe); rogowce wapniste i wapienie radiolariowe z łupkami ilastymi lub marglistymi (radiolaryty zielone i czerwone); wapienie pseudobulaste i wapienie rogowcowe – serie: pienińska, braniska, Grajcarka			
JURA	{	JURA ŚRODKOWA–	{	20	Margle plamiste i wapienie (warstwy nadposidonioowe) – serie pienińska i braniska oraz łupki margliste, margle mułowcowe, wapienie margliste z miką i конкреcjami pirytu (łupki posidonioowe) – serie pienińska, braniska i Grajcarka		{	BAJOS
				21	Łupki i piaskowce muskowitowo-biotytowe, miejscami wapienie krynoidowe – serie: braniska, niedzicka, czertezicka i Grajcarka	TOARK GÓRNY–AALEN DOLNY		
		JURA DOLNA–ŚRODKOWA	{	22	Margle i wapienie margliste z miką (warstwy opalinusowe) oraz iły i łupki ilaste z syderytami (warstwy munchisonowe) – serie braniska i czorsztyńska			PLIENSCHACH–BAJOS
Granice geologiczne Uskoki: a. pewne, b. przypuszczalne Nasunięcia i złuskiwania: a. pewne, b. przypuszczalne Wybrane otwory wiertnicze A B C D Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście								

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Szczawnica-Krościenko (1050)

SZKIC TEKTONICZNY

Skala 1:100 000



- | | |
|---|-----------------------------------|
| 1 | Płaszczowina magurska |
| 2 | Jednostka Grajcarka |
| 3 | Jednostka czorszyńska i niedzicka |
| 4 | Jednostka czertezicka |
| 5 | Jednostka braniska |
| 6 | Jednostka pienińska |
| 7 | Paleogen złatniański |
| 8 | Niecka podhalańska |

Pieniński pas skałkowy

- | | |
|---|---------------------------------|
| 9 | Zasięg fleksury przypienińskiej |
| | Dajki i sille andezytowe |

Elementy tektoniczne fliszu

- ACHO – antyklina Chlebków–Obidzy
ŁMK – łuska Maniowy–Krośnicy Niżnej
ŁK – łuska Kłodnego
ŁM – łuska Miazgów
ARŁ – antyklina Runka–Łąkcicy
AP – antyklina Polanicy
AKW – antyklina Krośnicy Wyżnej
SB – synklina Bleszcza
SSGK – synklina Średniego Gronia–Kłodnego
SD – synklina Dąbrówki
SDZ – synklina Dzwonkówki
SM – synklina Marszałka
SK – synklina Kątów
SKN – synklina Krośnicy Niżnej
SG – synklina Grywałdu
UKPK – uskoki Kluszkowców–Potoku Kluszkowskiego
UKL – uskoki Krośnica–Lubań
UPZ – uskoki Potoku Zakijowskiego
UD – uskoki Dunajca

- Granice jednostek tektonicznych:
a ——— a. pewne, b. przypuszczalne
b - - - - -
Uskoki:
a ——— a. pewne, b. przypuszczalne
b - - - - -
Nasunięcia i złuskowania:
a ——— a. pewne, b. przypuszczalne
b - - - - -
Osie (ważniejszych) synklin
* * * * *
Osie (ważniejszych) antyklin
↑ ↓
A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
C — D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Zreambulował: J. BORATYN