



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY



Opracowali: JAN GOŁONKA, ANTONI WÓJCIK
Zreambulował: ANTONI WÓJCIK

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionu karpackiego — P. NESCIERUK

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Jeleśnia (1030)
(z 1 fig., 1 tab. i 5 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2019

Autorzy: Jan GOLONKA, Antoni WÓJCIK, 1978 r.,

Autor reambulacji: Antoni WÓJCIK, 2013 r.,

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

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

ISBN 978-83-66239-80-7

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2019

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	12
A. Stratygrafia	12
Seria śląska	
1. Kreda	12
a. Kreda dolna	12
Walanżyn–hoteryw	12
2. Paleogen	13
a. Oligocen	13
Seria magurska–Siar	
1. Kreda–paleogen	13
a. Kreda górna–paleocen	13
Santon–paleocen	13
2. Paleogen	15
a. Paleocen	15
b. Paleocen–eocen	16
Paleocen–eocen środkowy	16
c. Eocen	17
d. Eocen–oligocen	18
Seria magurska–raczańska	
1. Kreda	19
a. Kreda górna	19
Mastricht	19
2. Kreda–paleogen.	20
a. Kreda górna–paleocen	20
Mastricht–paleocen	20

3. Paleogen	22
a. Eocen	22
Seria magurska–bystrzycka (sądecka)	
1. Kreda–paleogen	25
a. Kreda górna–paleogen	25
Santon–paleocen	25
2. Paleogen	26
a. Eocen	26
Czwartorzęd	27
a. Plejstocen	28
Zlodowacenia południowopolskie	28
Zlodowacenia środkowopolskie	28
Zlodowacenia północnopolskie	30
Zlodowacenie Wisły	30
b. Czwartorzęd nierozdzielony	34
c. Holocen	37
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	38
C. Rozwój budowy geologicznej	43
IV. Podsumowanie	50
Literatura	51

SPIS TABLIC

Tablica I — Szczegółowe metryczki otworów wiertniczych umieszczonych na mapie geologicznej

Tablica II — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

Tablica IV — Szkic tektoniczny w skali 1:100 000

Tablica V — Przekrój geologiczny C–D

I. WSTĘP

Arkusz Jeleśnia Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) ograniczony jest następującymi współrzędnymi geograficznymi: 19°15'–19°30' długości geograficznej wschodniej oraz 49°30'–49°40' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia arkusza wynosi 335 km². Na terenie Polski obejmuje on obszar około 208 km².

Administracyjnie większa część omawianego terenu należy do województwa śląskiego, powiatu żywieckiego (gmin: Jeleśnia, Koszarawa i Świnna). Niewielki, wschodni fragment obszaru arkusza znajduje się na terenie województwa małopolskiego (gmin Zawoja i Stryszawa). Do większych miejscowości należą: Jeleśnia, Korbielów, Świnna, Sopotnia Wielka, Sopotnia Mała, Krzyżówki, Przyborów, Koszarawa i Pewel Wielka.

Na terenie objętym arkuszem przemysł jest słabo rozwinięty. Jednym z większych zakładów pracy w Jeleśni jest „Delphi Automotiv System Poland” dawna Aphenia. Znajduje się tu także kilka zakładów związanych z przemysłem drzewnym, a od 2005 r. działa rozlewnia wód mineralnych „Żywiec Zdrój”. Największe na omawianym obszarze kamieniołomy znajdujące się w Mutnym i Korbielowie-Kamiennej są obecnie nieczynne.

Większość obszaru arkusza to użytki rolne i tereny leśne. Jest to obszar atrakcyjny turystycznie. Znajduje się tu wiele szlaków turystycznych, wyciągów narciarskich oraz zabytków.

Na omawianym terenie znajdują się także rezerваты przyrody: Pilsko (15,41 ha; ochrona lasu górnoreglowego i kosodrzewiny), Romanka (98,45 ha; ochrona lasu górnoreglowego), Gawroniec (23,69 ha) i Pod Rysianką (26,7 ha) (ochrona starego drzewostanu złożonego z jodeł, buków, świerków i jaworów, liczących 190–230 lat). Pomnikiem przyrody jest także wodospad w Sopotni Wielkiej. We wschodniej części terenu arkusza znajduje się fragment Babiogórskiego Parku Narodowego.

Reambulację arkusza Jeleśnia SMGP wykonano na podstawie Projektu prac geologicznych dla reambulacji arkuszy: Zawoja (1031), Rabka (1032), Mszana Górna (1033), Jabłonka (1047), Czarny Dunjec (1048), Nowy Targ (1049), Krościenko (1050) i Tatry Wysokie (1061) Szcze-

głowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 zatwierdzonego decyzją Ministra Środowiska nr DGiKGgs-475-9/3818/Sekr/10/JJ z 2010 r.

W ramach reambulacji wykonano profilowanie w przypuszczalnych strefach występowania warstw nadmagurskich (m.in. w rejonie Przyłękowa i na północ od Pewli Wielkiej). Z miejsc tych pobrano próbki w celu oznaczenia nanoplanktonu (35 próbek) i mikrofauny (30 próbek). Oznaczenia nanoplanktonu wykonała M. Garecka (inf.ustna), a badania mikrofaunistyczne – B. Olszewska (inf. ustna). W dolinie Sopotni Wielkiej sondą torfową pobrano rdzeń do badań palinologicznych, które wykonał W. Granoszewski (ok.15 próbek). Wyniki badań Granoszewskiego zostały także wykorzystane w opracowaniu Obidowicza (2003).

Na mapie geologicznej dopasowano granice wydzielen do nowego podkładu topograficznego. Doprecyzowano zasięgi osuwisk, przebieg uskoków oraz wydzielen litologicznych wykorzystując dostępne zdjęcia satelitarne i lotnicze. Uwzględniono występowanie młodoczwartorzędowego zapadliska na wschód od Sopotni Wielkiej.

Pierwsze badania geologiczne dotyczące omawianego obszaru były prowadzone przez geologów austriackich, m.in. przez: Heheneggera (1861a, b), Tietzego (1881, 1889), Uhliga (1882, 1883, 1886, 1888), Tauscha (1886, 1888) oraz Paula (1888). Na podstawie tych badań zostały opisane górne warstwy hieroglifowe na prawym brzegu Soły oraz serie łupkowe w obrębie piaskowców magurskich nad Koszarawą (Tausch, 1888). Szajnocha (1895, 1902) opisał występowanie piaskowców godulskich na Wolentarskim Groniu, a na pozostałym obszarze Beskidu Wysokiego piaskowce pod czerwonymi łami oraz piaskowce magurskie.

Pierwszymi opracowaniami kartograficznymi terenu badań były arkusze Żywiec–Ujsoły oraz Maków Atlasu Geologicznego Galicji 1:75 000 (Szajnocha, 1895). Książkiewicz (1958a) wykonał szczegółowe zdjęcie geologiczne północno-wschodniej części terenu arkusza obejmujące rejon Koszarawy i Przyborowa oraz Pewli Wielkiej, a także zdjęcie geologiczne zachodnich stoków Babiej Góry i rejonu Zawoi (Książkiewicz, 1948b, 1958a, 1966). Omawiany obszar objęty został także Mapą geologiczną Karpat polskich w skali 1:200 000, część zachodnia (Sokołowski, 1958).

Zachodnia część terenu arkusza (rejon Sopotni Wielkiej, Sopotni Małej, Korbielowa, Jeleśni i Świnnej) znajduje się w obrębie szczegółowego zdjęcia geologicznego wykonanego przez Sikorę i Żytka (1960), a niewielki fragment obszaru położony na północ od doliny Koszarawy – w obrębie zdjęcia wykonanego przez J. Burtan (mat. niepublikowane). Na podstawie tych zdjęć Sikora (1964) zestawiał arkusz Jeleśnia SMGP (bez utworów czwartorzędowych). W centralnej części mapa ta miała „białą plamę”, obejmującą teren nie badany od końca XIX w. Część obszaru arkusza znajdująca się poza obszarem Polski była opracowana przez autorów słowackich (Matějka, Roth, 1949a, b, 1950, 1952, 1954; Matějka, Chmelik, 1955; Roth, Matějka, 1955; Roth, 1963; Menčík, Pešl, 1964; Leško, Porubsky, 1966).

W latach 1974–1976 prace nad arkuszem Jeleśnia SMGP prowadzili Golonka i Wójcik (1978a, b). W ramach tych prac wykonano nowe zdjęcia geologiczne utworów fliszowych okolic: Jeleśni, Krzyżowej, Przyborowa, Doliny Głuchej (Przybyłki), masywu Mędralowej (Beskidka), Krzyżówek, Korbielowa i wschodnich zboczy Pilsko (Golonka, 1977) oraz cztery otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne) – jeden (otw.13) o głębokości 150 m w masywie Pilsko i trzy (otw.: 3, 4, 10) po około 35 m w Kotlinie Jeleśni (fig. 1; tabl. I). Profile tych otworów zostały wykorzystane także do opracowania

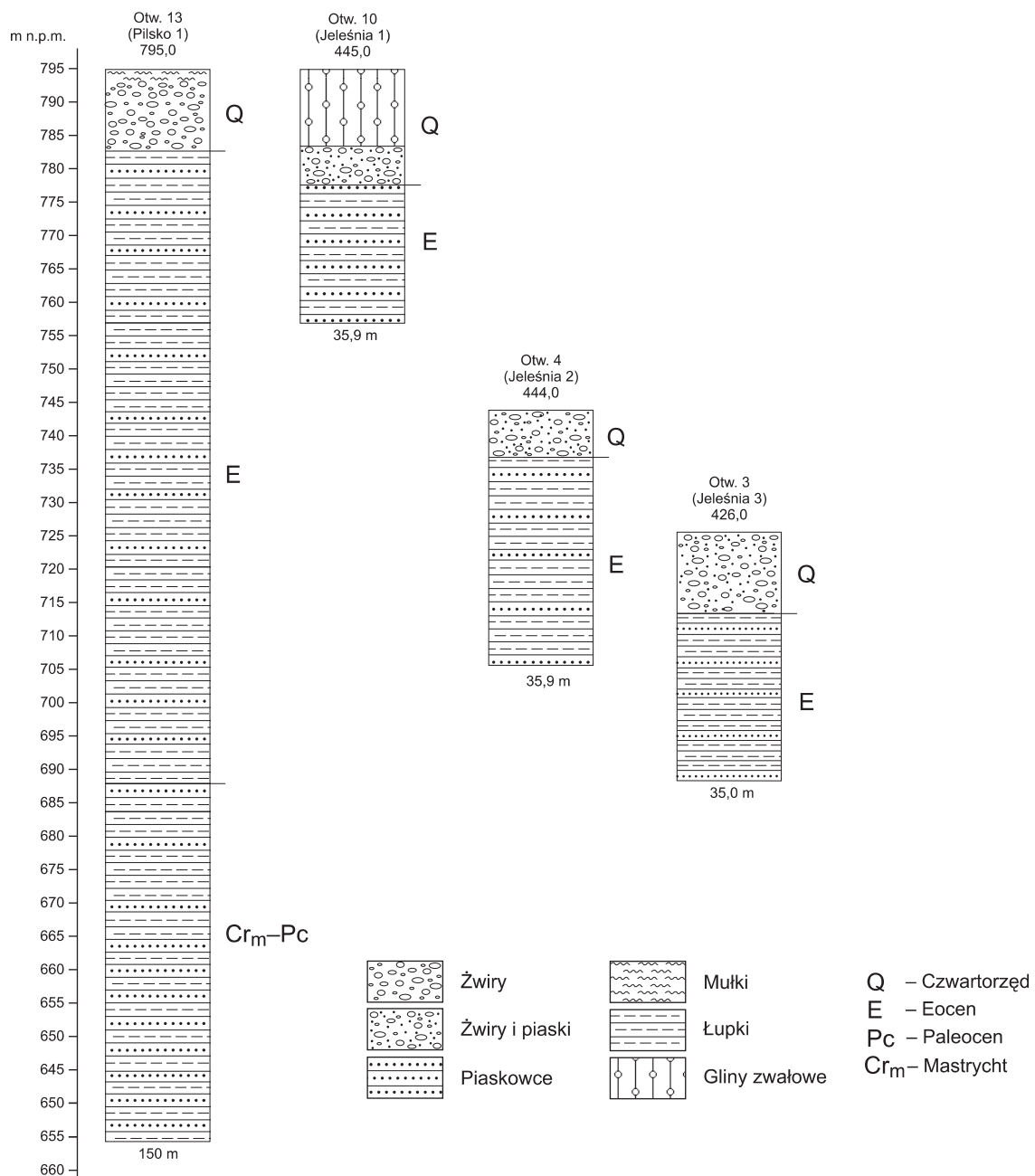


Fig. 1. Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Bielsko-Biała (Golonka i in., 1979; Golonka, 1981). Cieszkowski i inni (1985) opisali występowanie tufitów w obrębie warstw podmagurskich w dolinie Koszarawy, w miejscowości Pewel Mała. Chodyń (2002) w rejonie Mutnego wykonał zdjęcie geologiczne w skali 1:10 000 obejmujące strefę Siar. Praca ta budzi jednak zastrzeżenia co do zastosowanego podziału litostratygraficznego i zasięgu wydzielanych ogniw. Cieszkowski i inni (2007) sformalizowali jednostki litostratygraficzne – formację z Jaworzynki oraz ogniwo piaskowców z Mutnego. Wykorzystanie piaskowców dla celów złożowych opisał Bromowicz i inni (1976).

Badania utworów czwartorzędowych oraz rzeźby terenu w rejonie arkusza były prowadzone przez Sawickiego (1913), Pawłowskiego (1932), Szaflarskiego (1932), Klimaszewskiego (1948, 1967, 1972), Książkiewicza (1958a), Sikorę i Żytko (1960), Ziętare (1962, 1964, 1968, 1972), Niemirowskiego (1963, 1964) i Baumgart-Kotarbę (1974). Szczegółowo zagadnieniami dotyczącymi utworów czwartorzędowych zajmował się Wójcik (1977, 1986); osadami rzecznyymi i wpływem ruchów tektonicznych na ich wykształcenie – Dzierwa i Wójcik (1978) oraz Wójcik (1988); osadami glacialnymi na Pilsku – Wójcik (1994) i osuwiskami – Wójcik (1996, 1997, 2002). Szczegółowe badania kartograficzne osuwisk na omawianym terenie prowadzono także w latach 2009–2013 w ramach projektu „System Ochrony Przeciwsuwiskowej” (Koluch, Nowicka, 2010, 2011). Dużo nowych danych dotyczących utworów czwartorzędowych wniosły wyniki wierceń zawarte w dokumentacjach geologiczno-inżynierskich pod projektowane zbiorniki wodne w Przyborowie i Sopotni (Dzierwa i in., 1962; Gašiorowska, 1965; Niedzielski, 1977, 1978, 1980a i inne). Badania palinologiczne osadów organicznych występujących na Pilsku i w dolinie Sopotni Wielkiej wykonał Obidowicz (2003).

Omawiany teren był także przedmiotem badań biostratygraficznych. Analiza paleośrodowiska basenu Karpat jest głównie oparta na zespołach otwornicowych, ze względu na ich powszechne występowanie w osadach i możliwości dokładnego określenia ich wieku (Bieda, 1946, 1966, 1968; Bieda, Książkiewicz, 1958; Bieda, Żytko, 1960; Bieda i in., 1963, 1967; Jednorowska, 1966; Malata, 1981, 2000, 2002; Olszewska, 1981; Cieszkowski i in., 1985, 2007)

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Jeleśnia znajduje się w zachodniej części polskich Karpat Zewnętrznych, w mezoregionie Karpaty, w obrębie dwóch dużych jednostek geomorfologicznych: Beskidu Żywieckiego będącego częścią Beskidu Wysokiego i Pasm Bramy Krzeszowskiej będącej częścią Obniżenia Jabłonkowskiego (Starkel, 1972a). Rzeźba Beskidu Wysokiego ma charakter inwersyjny.

Południowa część obszaru arkusza leży na terenie Beskidu Żywieckiego i obejmuje najwyższe w Beskidach grupy górskie – Babiej Góry i Pilską. Grupy górskie oddzielone są od siebie przelęciami i dolinami rzecznyymi. Składają się z grzbietów i garbów utworzonych na przecięciu

z b o c z y d o l i n r z e c z n y c h . W s k ł a d G r u p y P i l s k a (S t a r k e l , 1 9 7 2 b) w c h o d z i i n w e r s y j n y g r z b i e t L i p o w s k i e j – R o m a n k i , m a s y w P i l s k a o r a z B r u z d a K o r b i e l o w a . G r a n i c ę t e j g r u p y g ó r s k i e j o d w s c h o d u w y z n a c z a P r z e ł ę c z G l i n n e (8 0 9 , 0 m n . p . m .) o d d z i e l a j ą c ą j ą o d G r u p y B a b i e j G ó r y . M a s y w P i l s k a m a d w a w i e r z c h o ł k i k o p u l a s t e . S ą t o P i l s k o (1 5 5 6 , 9 m) i o d d z i e l o n e p ł y t k ą p r z e ł ę c z ą , o d d a l o n e o o k o ł o 1 , 5 k m , P i l s k o O r a w s k i e , z w a n e t a k ż e M e c h y (1 4 7 9 , 0 m) . W p o d s z c z y t o w e j j e g o c z ę ś c i r o z p o ś c i e r a s i ę r o z l e g ł a H a l a M i z i o w a (s c h r o n i s k o P i l s k o) , g d z i e w y s t ę p u j ą u t w o r y l o d o w c o w e w p o s t a c i w a ł ó w m o r e n o w y c h i f r a g m e n t ó w z n i s z c z o n y c h ś c i a n k o t ł a l o d o w c o w e g o (t a b . I I) . O m a w i a n y m a s y w m a k s z t a ł t r o z r o g u i s k ł a d a s i ę z e s z c z y t u P i l s k a o r a z o d c h o d z ą c y c h o d n i e g o g r z b i e t ó w z z a c h o w a n y m i f r a g m e n t a m i p o w i e r z c h n i z r ó w n a n i a (t a b l . I I) o k r e ś l a n e j j a k o p o z i o m b e s k i d z k i (S a w i c k i , 1 9 0 9 ; S t a r k e l , 1 9 7 2 b) , l e ż ą c e j p o w y ż e j 1 0 0 0 m n . p . m . W k i e r u n k u z a c h o d n i m p o z i o m t e n ł ą c z y s i ę z g r z b i e t e m L i p o w s k i e j (1 3 2 3 , 3 m n . p . m .) – R o m a n k i (1 3 6 6 , 0 m n . p . m .) , w o b r ę b i e k t ó r e g o w y s t ę p u j ą k o p i a s t e w i e r z c h o ł k i K o t a r n i c y (1 1 5 6 , 0 m n . p . m .) i Ł a z ó w (1 0 0 2 , 0 m n . p . m .) z n a j d u j ą c e s i ę m i ę d z y d o l i n a m i p o t o k ó w S o p o t n i M a ł e j (S o p o t n i a n k i) i S o p o t n i W i e l k i e j (S o p o t n i) . N a p ó ł n o c o d P i l s k a , p r z e z : S k a ł k ę (1 2 3 5 , 0 m n . p . m .) , B u c z y n k ę (1 2 0 2 , 0 m n . p . m .) , U s z c z a w n e W y ż n e (1 1 4 5 , 0 m n . p . m .) , U s z c z a w n e N i ż n e (1 0 5 1 , 0 m) , P r z e ł ę c z P r z y s ł o p y (8 4 7 , 0 m n . p . m .) , Ł a b y s ó w k ę (9 0 4 , 0 m n . p . m .) i K i c z o r ę (7 2 3 , 3 m n . p . m .) , c i ą g n i e s i ę g r z b i e t o d d z i e l a j ą c y d o l i n y p o t o k ó w S o p o t n i W i e l k i e j i G l i n n e j . O b s z a r t e n c h a r a k t e r y z u j e s i ę z n a c z n y m i d e n i w e l a c j a m i d o c h o d z ą c y m i w r e j o n i e P i l s k a d o 6 0 0 – 8 0 0 m . P r z e w a ż a j ą n a n i m s t o k i w y p u k ł o - w k ł ę ś l e . W o b r ę b i e g r z b i e t ó w R o m a n k i i P i l s k a w y s t ę p u j ą s t o k i k r a w ę d z i o w e z w i ą z a n e z r ó ż n ą o d p o r n o ś c i ą s k a ł (K l i m a s z e w s k i , 1 9 3 7 ; B a u m g a r t - K o t a r b a , 1 9 7 4) .

O m a w i a n y t e r e n r o z c i n a j ą d o l i n y p o t o k ó w : S o p o t n i M a ł e j , S o p o t n i W i e l k i e j , G l i n n e j o r a z i c h d o p ł y w ó w . W g ó r n y c h o d c i n k a c h s ą t o d o l i n y g ł ę b o k i e , w c i o s o w e (v - k s z t a ł t n e) , o g ł ę b o k o ś c i 1 5 0 – 3 4 0 m i n a c h y l e n i u z b o c z y d o 5 5 ° . W d o l n y c h o d c i n k a c h p r z e c h o d z ą o n e w d o l i n y p ł a s k o - d e n n e z w y k s z t a ł c o n y m s y s t e m e m r ó ż n o w i e k o w y c h t a r a s ó w . W z d ł u ż d o l i n y p o t o k u G l i n n e j z n a j d u j e s i ę p o p r z e c z n e o b n i ż e n i e z w a n e B r u z d ą K o r b i e l o w a (S t a r k e l , 1 9 7 2 b ; W ó j c i k , 1 9 9 7) , o d d z i e l a j ą c e g r z b i e t y G r u p y P i l s k a o d g r z b i e t ó w G r u p y B a b i e j G ó r y . N a z b o c z a c h t e g o o b n i ż e n i a i K o t l i n y J e l e ś n i w y s t ę p u j ą d o l i n y n i e c k o w a t e .

W c z ę ś c i w s c h o d n i e j t e r e n u a r k u s z a , z n a j d u j e s i ę z a c h o d n i a c z ę ś ć G r u p y B a b i e j G ó r y z a c z y n a j ą c a s i ę o d p r z e ł ę c z y G l i n n e w K o r b i e l o w i e i c i ą g n ą c a s i ę p r z e z n a s t ę p u j ą c e g r z b i e t y i p r z e ł ę c z e g ó r s k i e : Z i m n a (S t u d e n t – 9 3 5 , 0 m n . p . m .) , W e s t k a (9 5 5 , 0 m n . p . m .) , B e s k i d (8 7 3 , 0 m n . p . m .) , S z e l u s t (9 2 3 , 4 m n . p . m .) , p r z e ł ę c z P o d g ó r s k a (8 0 9 , 0 m n . p . m .) , J a w o r z y n a (1 0 4 7 , 3 m n . p . m .) , p r z e ł ę c z G ł u c h a c z k i (8 3 0 , 0 m n . p . m .) , B e s k i d e k (M ę d r a l o w a – 1 1 6 8 , 4 m n . p . m .) , p r z e ł ę c z J a ł o w i e c k a (9 9 3 , 0 m n . p . m .) i M a ł a B a b i a G ó r a (1 5 1 7 , 0 m n . p . m .) . N a p ó ł n o c o d p r z e ł ę c z y G l i n n e w y s t ę p u j ą f r a g m e n t y g r z b i e t u z p r o g i e m s t r u k t u r a l n y m z a ł o ż o n y m n a w y c h o d n i a c h m a r g l i ł ą c k i c h (t a b l . I I) .

Od wierzchołka Jaworzyny w kierunku północno-zachodnim rozciągają się grzbiety Przyborowca (881,8 m n.p.m.), Stryku (732,0 m n.p.m.) i Kiczory (757,0 m n.p.m.) opadające w kierunku Przyborowa. Wierzchołek Magurki, nazywanej także Kolistym Groniem lub Hałą Kamienickiego, bocznym grzbiem obniża się w kierunku Przełęczy Klekociny (865,0 m n.p.m.). Przełęcz Klekociny oraz głęboko wcięta dolina Bystrej oddzielają pasmo Mędralowej od pasma Jałowca (1110,9 m n.p.m.), którego główny grzbiet stanowi dział wodny między dorzeczem Soły i Skawy.

Grzbiet Jałowca rozpoczyna się od Przełęczy Klekociny i ciągnie się w kierunku północnym, a następnie skręca na północny wschód. Z Przełęczy Klekociny wznosi się on prosto ku wierzchołkowi Czerniawy Suchej (1062,0 m n.p.m.), od którego odgałęzia się także grzbiet Lachowego Gronia (1045,0 m n.p.m.). Dalej w kierunku północnym znajduje się najwyższe wzniesienie w tym rejonie – szczyt Jałowiec.

Obszar środkowej i północnej części gminy Jeleśnia leży na terenie, który określany jest w podziale geomorfologicznym Starkla (1972a, b) jako Pasma Bramy Krzeszowskiej. Dużą powierzchnię zajmuje wyraźne obniżenie morfologiczne o charakterze kotliny śródgórskiej – Kotlina Jeleśni o złożonej genezie (Wójcik, 1988). Łączy się ona z Kotliną Żywiecką poprzez dolinę Koszarawy, która znajduje się u zbiegu pięciu większych potoków odwadniających Beskid Żywiecki i Pasma Pewelskie. Obniżenie to jest pochodzenia erozyjno-tektonicznego, podobnie jak dolny odcinek doliny Koszarawy.

Na wschód od Kotliny Jeleśni znajduje się krótki, asymetryczny grzbiet Lasku (Łosku, Łazku) (871 m n.p.m.) o charakterystycznym kształcie. Jego zachodnie i północne stoki są stromsze i wyższe niż stoki wznoszące się nad Koszarawą. Sama powierzchnia grzbietu jest płaska. Zachowane są na niej fragmenty poziomów zrównań (śródgórskiego i pogórskiego). W rejonie Koszarawy-Cichej wysokość grzbietu, w stosunku do dna Koszarawy, wynosi 30 m.

Szeroka subsekwentna dolina potoku Pewli Wielkiej oddziela grzbiet Lasku od wyrównanych grzbietów Pasma Pewelskiego. Na zachód od Kotliny Jeleśni występuje fragment inwersyjnego grzbietu Kiczory.

W obrębie Beskidu Wysokiego i Średniego zaznaczają się spłaszczenia oraz wyrównane grzbiety, które leżąc dość regularnie na podobnych wysokościach mogą być uznawane za fragmenty różnowiekowych powierzchni zrównań (tabl. II). Na obszarze omawianego arkusza poziomy te są bardzo słabo zachowane i trudne do rekonstrukcji, gdyż prawdopodobnie zostały przemieszczone podczas ruchów tektonicznych, które zachodziły po ich utworzeniu.

Na podstawie analizy grzbietów w Karpatach, Baumgart-Kotarba (1974) przyjmuje zgodnie z koncepcją Sawickiego (1909) istnienie poziomego zrównania beskidzkiego, z którego rozczłonkowania powstały grzbiety wznoszące się obecnie średnio 900–1000 m n.p.m. Grzbiety oraz wierzchołki występujące powyżej tego poziomu mają, według Baumgart-Kotarby (1974), charakter ostańcowy lub ostańcowo-twardzielcowy. Największe rozprzestrzenienie poziomu beskidzkiego występuje w Grupie

Pilska, do którego należą spłaszczenia oraz wyrównane grzbiety wznoszące się od 1000–1150 m n.p.m. Najwyraźniej poziom ten zachował się na grzbiecie Buczynki, tworząc spłaszczenia grzbietowe między dolinami potoków Sopotni Wielkiej i Buczynki (tabl. II) oraz na zachód od góry Szczawinka (1356,0 m n.p.m.). Występuje on także w postaci niewielkich, słabo zachowanych fragmentów w rejonie Mędralowej, Czerniawy Suchej, Jałowca i Lachowego Gronia. Ponad tym poziomem, w okolicy Pilska, występuje wyraźne spłaszczenie między Szczawinką a Pilskiem o wysokości 1250–1300 m n.p.m., powyżej którego wznosi się dopiero kopuła Pilska.

Do poziomu zrównania śródgórskiego (ok. 250 m ponad dnami większych dolin) należą prawdopodobnie fragmenty spłaszczeń między Krzyżową a Sopotnią Wielką, między Krzyżówkami a Przyborowem, na południowych stokach góry Lasek, grzbietowe spłaszczenia między Sopotnią Małą a Świnną oraz w rejonie przełęczy Glinne (tabl. II).

Wyraźniej niż poziom śródgórski są zachowane pozostałości poziomu pogórskiego, leżącego około 150 m nad dnami dolin. Najwyraźniej zaznacza się on, płaskimi grzbietami oraz szerokimi spłaszczeniami o szerokości 200–300 m, na wschód od Jeleśni. Poziom ten występuje również na zachód od Jeleśni, lecz jest dużo gorzej zachowany (Grapa). Jego fragmenty, znajdujące się na podobnej wysokości wzdłuż doliny Koszarawy, można także obserwować na południowych stokach góry Lasek. Do poziomu tego należą, być może również, spłaszczenia o wysokości 100–150 m nad dnami dolin między Krzyżówkami a Korbielowem i nad Kamienną (Korbielów-Kamienna). Ponad nimi wznoszą się pojedyncze krótkie grzbiety oraz stożkowe wyspowe wierzchołki powstałe z rozcięcia poziomu śródgórskiego.

W obrębie Beskidu Wysokiego oraz grzbietu Lasku dużą rolę odgrywają o s u w i s k a strukturalne (tabl. II). Największe powierzchnie zajmują one na stokach Romanki, północnych stokach Pilska, Mędralowej, Małej Babiej Góry i Lachowego Gronia. Osuwiska te mają dobrze wykształcone n i s z e i t y l n e s k a r p y, progi wewnątrzsuwiskowe, grzędy i spłaszczenia. Opisane zostały przez Ziętare (1964) i szczegółowo scharakteryzowane przez Wójcika (1997). Duże powierzchnie na stokach wyżej wymienionych masywów zajmują r u m o s z e s k a l n e (g o ł o b o r z a). Na bardziej nachylonych powierzchniach (powyżej 10°) stoków w Beskidzie Wysokim zachodzi powolne spełzywanie pokrywy co uwidacznia się wygięciem drzew.

W obrębie grzbietu znajdującego się na północny zachód od Pilska występują s k a ł k i wypreparowane w gruboławicowych piaskowcach magurskich i piaskowcach ze Szczawiny, tworzące baszty i mury skalne. Największe tego typu formy zostały opisane przez Alexandrowicz (1978).

Na północnych stokach Pilska występują zniszczone formy glacialne – fragmenty ścian kotła lodowcowego oraz małe w a ł y m o r e n o w e (moren czołowych) (tabl. II).

W Kotlinie Jeleśni oraz w dolinach rzek i większych potoków występują t a r a s y r z e c z n e (holoceńskie i plejstocieńskie) oraz s t o ż k i n a p ł y w o w e. Są to tarasy akumulacyjne

i erozyjno-akumulacyjne. Koryta rzek i potoków są przeważnie skalne lub skalno-rumowiskowe o profilach niewyrównanych, z licznymi szypotami i załomami, które występują na warstwach bardziej odpornych. W Korbielowie na potoku Glinna oraz na potoku Sopotnia Wielka występują w o d o s p a d y o wysokości 3 m i 6,5 m z kotłami eworsyjnymi u podnóży. Jedyne koryto Koszarawy na dłuższym odcinku oraz koryta rzeczne w obrębie kotliny są akumulacyjne. Ponad dnami dolin wznoszą się grzbiety o wysokości względnej od 200 do 500 m, w obrębie których zaznaczają się załamania stoków, przeważnie wklęsłe, oddzielające różne powierzchnie gradacyjne. Powyżej stoków dominuje denudacja, a poniżej akumulacja pokryw soliflukcyjno-deluwialnych, np. między dolinami potoków Sopotni Wielkiej i Sopotni Małej. Na południowych obrzeżach Kotliny Jeleśni oraz wzdłuż doliny Świnnej zaznaczają się załomy wklęsłe między dnami dolin, kotlin i obniżeniami stokami wzniesień, co może być związane z różną odpornością skał podłoża, a także akumulacją pokryw stokowych denudowanych w górnych częściach wzniesień.

Stosunkowo słabo zaznaczają się w rzeźbie formy antropogeniczne. Głównie są to ślady pokamieniołomach w rejonie Mutnego i Korbielowa.

Głównym grzbieciem Beskidu Żywieckiego przebiega fragment europejskiego działu wodnego między zlewiskiem Morza Czarnego a zlewiskiem Morza Bałtyckiego. Większa część terenu arkusza należy do dorzecza Koszarawy, która jest dopływem Soły. Na terenie Kotliny Jeleśni zbiegają się cztery jej największe dopływy, potoki: Krzyżówka, Sopotnia Wielka i Sopotnia Mała oraz Pewlica. Niewielki wschodni fragment terenu należy do dorzecza Skawy.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Seria śląska

1. Kreda

Utwory należące do serii śląskiej zostały stwierdzone na terenie Sopotni Małej, gdzie reprezentowane są tylko przez dwa ogniwa: łupki cieszyńskie górne i warstwy krośnieńskie.

a. Kreda dolna

Walanżyn–hoteryw

Łupki z wkładkami piaskowców (łupki cieszyńskie górne) – warstwy cieszyńskie. Omawiane warstwy zostały stwierdzone w korycie potoku Sopotnia Mała (Sikora, Żytka, 1960; Sikora, 1968). Przeważają łupki wapniste czarne, rozpadające się liściasto.

Rozdzielające je piaskowce są drobnoziarniste, wapniste, cienko- i średnioławicowe, czarne, po wyschnięciu popielate. Wykazują one warstwowanie poziome i przekątne.

Według badań Olszewskiej (1981) mikrofauna w łupkach cieszyńskich górnych jest aglutynująca z pojedynczymi gatunkami wapiennymi. W pobranych próbkach stwierdzono występowanie następujących form: *Rhizammina indyvisa* Brady, *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatliuk), *Hyperammia gaultina* Dam, *Trochammina vocontiana* Moullade, *Ammobaculoides carpathicus* Geroch oraz licznie *Pseudoreophax cisovnicensis* Geroch. Zespół ten wskazuje na wiek osadów – walanżyn–hoteryw (Olszewska, 1981).

2. Paleogen

a. Oligocen

Łupki i piaskowce cienkoławicowe – warstwy krośnieńskie. Warstwy te występują wyłącznie na terenie Sopotni Małej. W odsłonięciach przeważają łupki wapniste popielate, grubo łupiące się i zawierające dużo drobnych blaszek miki. Łupki przeławicają się z piaskowcami cienkoławicowymi, wapnistymi, szaroniebieskimi lub popielatymi, z dużą ilością muskowitu, o grubości ławic od kilku do kilkunastu centymetrów (Sikora, Żytko, 1960). Miąższość łupków na ogół jest większa niż miąższość piaskowców.

Mikrofauna występująca w łupkach warstw krośnieńskich jest uboga. Według oznaczeń Olszewskiej (1981) występują tu następujące gatunki: *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerina leroyi* Banner et Blow, *Turborotalia optima nana* (Bolli) i *Cibicides amphisylensis* (Andreae). Wskazują one na oligoceński wiek osadów.

Seria magurska – Siar

1. Kreda–paleogen

a. Kreda górna–paleocen

Santon–paleocen

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki – warstwy inoceramowe, występują w rejonie Sopotni Małej oraz na północ od doliny Koszarawy. Utwory te (w strefie Siar) reprezentują fację biotytową lub biotytowo-skaleniovą (Burtan, 1973a, b; Cieszkowski, 1992). Są one wykształcone głównie jako piaskowce drobnoziarniste średnio- i cienkoławicowe przewarstwiane łupkami. Odmianą tych piaskowców są piaskowce z dużą ilością łuszczaków. Z reguły są one bezwapniste. Na północ od doliny Koszarawy, lokalnie, występują piaskowce gruboławicowe, średnio- lub gruboziarniste, a miejscami zlepieńcowate o spoiwie węglanowo-ilastym.

Oprócz łupków ilastych do omawianego wydzielenia zaliczono także miękkie łupki margliste. W stropowej części warstw inoceramowych ilość łupków wyraźnie wzrasta. Są one głównie ilaste, ciemne: czarne, szare, popielate i zielone, zwykle bezwapniste, rozpadają się liściasto i zawierają bardzo dużo drobnych blaszek miki. Niektóre wkładki łupków, popielatych i zielonych, mają domieszkę węgla wapnia.

Na ogół miąższość warstw łupków nie dochodzi do 1 m, lokalnie jednak może być ona większa. Wówczas wśród ciemnych łupków występują wkładki cienkich (3–10 cm), skorupowych, twardych, kostkowo pękających, drobnoziarnistych piaskowców.

Mikrofauna występująca w tych skałach, oznaczona przez Malatę (1981), to głównie: *Bathysiphon* sp., *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Rhabdammina robusta* (Grzybowski), *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Kalamopsis grzybowskii* (Dyłażanka), *Paratrochamminoides* div. sp., *Remesella varians* (Glaessner) i *Gerochammina* cf. *Lenis* (Grzybowski).

Piaskowce biotyto-skaleniowe i łupki (piaskowce z Jaworzynki) – warstwy inoceramowe. Omawiane warstwy, w obrębie badanego terenu, występują wyłącznie w Sopotni Małej (Sikora, Żytko, 1960). Wśród skał gruboklastycznych dominują twarde piaskowce gruboławicowe (najczęściej o miąższości 1 m), zgniłozielone, średnio- lub gruboziarniste, niekiedy zlepieńcowate o spoiwie węglanowo-ilastym, zawierające znaczne domieszki biotyty i skaleni. Występują też piaskowce drobno- i średnioziarniste, średnio- lub gruboławicowe, płytowe, zawierające bardzo dużo biotyty oraz piaskowce cienkoławicowe, silnie mikowe, niebieskawe, skorupowe. Ławice piaskowców poprzewarstwiane są łupkami zielonymi, popielatymi, czarnymi i granatowymi. Są one w tych miejscach zwykle bezwapniste.

Zespół mikrofauny oznaczony w łupkach składa się głównie z następujących gatunków (Sikora, Żytko, 1960): *Hormosina ovulum* (Grzybowski) var. *gigantea* Geroch, *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Bathysiphon*, *Dendrophrya* i *Reophax*, *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Matanzia varians* (Glaessner), *Nodellum velascoense* (Cushman) i *Plectina lenis* (Grzybowski), wskazujących na wiek osadów – mastrycht–paleocen.

Omawiane ogniwo odpowiada zapewne piaskowcom glaukonitowo-biotytowym wyróżnianym przez Książkiewicza (1974) na arkuszu Sucha Beskidzka. Ostatnio Cieszkowski i inni (2007) wyróżnili formację z Jaworzynki, w obrębie której wydzielili ogniwo piaskowców z Mutnego, co może być trudne do przyjęcia (Wójcik i in., 1996).

Piaskowce, zlepieńce i łupki (piaskowce z Krzyżowej) – warstwy inoceramowe. Warstwy te występują między Krzyżową a Przyborowem. Przeważają piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce gruboławicowe, o spoiwie węglanowym, składające się z okruchów niebieskawych kwarców, skaleni, z rzadka okruchów skał metamorficznych. Miejscami zlepieńce te są

czarne, przypominają wtedy tzw. skamieniałe błoto, a po zwietrzeniu rozpadają się na żwiry. Przelawicone są łupkami zielonymi i popielatymi oraz mułowcami z detrytusem roślinnym. Występują tu też cienkie pakiety typu warstw inoceramowych normalnych.

W niższej części profilu piaskowców z Krzyżowej według Malaty (Golonka, Malata, 1975) znajduje się charakterystyczna mikrofauna: *Reophax duplex* (Grzybowski), *Hormosina ovulum gigantea* Geroch, *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Trochamminoides* div. sp., w wyższej części zaś: *Nodellum velascoense* (Cushman), *Glomosphira diffundens* Cushman et Renz, *Glomosphira* grzybowski Jurkiewicz, *Hormosina ovulum* Grzybowski, *Rzehakina fissistomata* Grzybowski, *Rzehakina epigona* (Rzehak) i *Haplophragmoides miatlukae* Maślakova, na podstawie której określono wiek omawianego ogniwa na kredę górną–paleocen.

Mięższość piaskowców z Krzyżowej przekracza 100 m. W spągu przechodzą one w sposób ciągły w warstwy inoceramowe *sensu stricto* i przykryte są łupkami pstryimi eoceńskimi. Po raz pierwszy zostały opisane przez Sikorę i Żytko (1960).

2. Paleogen

a. Paleocen

Piaskowce i łupki (piaskowce z Mutnego) są doskonale odsłonięte na prawym brzegu Koszarawy, we wsi Mutne położonej na północ od Jeleśni. Opisane zostały przez Sikorę i Żytko (1960), Chodynia (2002) oraz Cieszkowskiego i innych (2007). Jest to kompleks gruboławicowych piaskowców i podrzędnie występujących zlepieńców z cienkimi wkładkami łupków. Jasnopopielate piaskowce, występujące w ławicach grubości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, składają się głównie z kwarcu, podrzędnie występują skaleni, a także glaukonit i mika, natomiast w odmianach gruboziarnistych i zlepieńcach – okruchy skał metamorficznych i toczące ilaste. Piaskowce są frakcjonalnie warstwowane, często można w nich zaobserwować ripplemarki. Spoiwo piaskowców jest węglanowe z domieszką substancji ilastych i krzemionki. Ławice piaskowcowe poprzedzielane są cienkimi wkładkami popielatych, zielonych i czarnych łupków ilastych. Łupki te są w różnym stopniu piaszczyste. Po zwietrzeniu pokrywają się często rdzawymi nalotami tlenków żelaza.

W sekwencji osadowej piaskowców z Mutnego Chodyń (2002) wyróżnił kilka odmian litologicznych. Pierwszą z nich są popielatoniebieskawe piaskowce drobnoziarniste złożone z kwarcu, skaleni, glaukonitu i łyszczyków. Drugą odmianą są jasnoszare i beżowe piaskowce średnioziarniste i zlepieńcowate, złożone z kwarcu, często różowego i niebieskiego, skaleni i glaukonitu. W składzie tych piaskowców często występuje domieszka zielonych i czarnych łupków fyllitowych.

Stosunek poszczególnych typów litologicznych skał w piaskowcach z Mutnego nie jest stały. Przeważnie dominują piaskowce drobnoziarniste i gruboziarniste. Ławice zlepieńców są rzadsze, ale też stanowią ważny element tych warstw.

W łupkach stwierdzono m.in. następujące gatunki mikrofauny: *Marssonella crassa* (Marsson), *Matanzia varians* (Glaessner), *Plectina lenis* (Grzybowski) i *Hormosina excelsa* (Dylażanka), które mogą wskazywać na paleoceński wiek omawianych utworów.

Omawiane osady mają miąższość 150–250 m. Ku spagowi przechodzą one w warstwy inoceramowe z wkładkami piaskowców glaukonitowo-biotytowych, a przykryte są łupkami pstrymi.

b. Paleocen–eocen

Paleocen–eocen środkowy

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych i piaskowców (typu ciężkowickiego) – łupki pstrye. Na wschód od omawianego terenu opisywane osady określane są jako formacja pstrych łupków z Łabowej. Występują one w siodłach i łuskach na całym obszarze badań. Dominują łupki ilaste czerwone i zielone, miejscami wiśniowe, lokalnie wapniste, miękkie, rzadziej szaropopielate lub nawet czarne. Przeważnie omawiane osady tworzą kompleksy bez wkładek piaskowcowych, a miejscami z cienkimi ich przewartwieniami. Są to zwykle piaskowce cienkoławicowe, najczęściej glaukonitowie, twarde, krzemionkowe, przeważnie brudnozielonkawe, a lokalnie trawiastozielone występujące jako pojedyncze, z rzadka w łupkach pstrych rozrzucone, ławice. Towarzyszą im przeważnie zielone lub brudnozielone łupki. Więcej piaskowców cienkoławicowych glaukonitowych występuje w wyższej części profilu łupków pstrych. Nieliczne są także wystąpienia piaskowców ciężkowickich. Są to piaskowce wapniste gruboławicowe, zlepieńcowate i zlepieńce, składające się głównie z kwarcu i skaleni. Często występują w nich fragmenty skał metamorficznych, przede wszystkim czarnych i zielonych fyllitów oraz wapienie i toczące ilaste, a miejscami miękkie czerwone i zielone łupki ilaste.

Miąższość łupków pstrych waha się od kilkunastu do ponad 150 m. Na terenie arkusza leżą one nad piaskowcami z Mutnego, a w innych miejscach, w których piaskowce z Mutnego nie występują, leżą bezpośrednio na warstwach inoceramowych.

Mikrofauna stwierdzona w omawianych osadach reprezentowana jest głównie przez ubogie zespoły aglutynujące, wśród których można wyróżnić przede wszystkim gatunki otwornic z rodzaju *Glomospira*, w tym: *Glomospira choroides* (Jones et Parker), *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) oraz *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Nothia excelsa* (Grzybowski), *Paratrochamminoides* div. sp., *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata* (Mjatliuk) i *Recurvoides* div. sp. Miejscami w niższej części opisywanych warstw występują: *Nodellum velascoense* (Cushman), *Rzehakina epigona* (Rzehak) i *Hormosina ovulum* (Grzybowski). W północno-zachodniej części terenu arkusza w najwyższej partii łupków pstrych pojawiają się zespoły z *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski). Tak więc przeważająca część osadów należy do eocenu dolnego, a cały omawiany kompleks na badanym obszarze utworzył się w przedziale najwyższy paleocen–eocen środkowy.

c. Eocen

Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki pstry (piaskowce ze Skawiec, piaskowce ciężkowickie). W obrębie dolnej części profilu łupków pstrych znajdują się wkładki gruboławicowych piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców. Piaskowce występują w rejonie Sopotni Małej, Pewli Wielkiej, Przyborowa oraz na wschód od Koszarawy. Przeważają piaskowce gruboławicowe, gruboziarniste, zielonawe i niebieskawe, miękkie, wapniste, nie wykazujące przełamu tnącego. Zawierają one dużą domieszkę skaleni. Z piaskowcami współwystępują zlepieńce, w których poza kwarcem dominują okruchy zielonych i czarnych łupków krystalicznych. W ich skład wchodzi także okruchy wapieni ciemnych oraz wapieni jasnych typu sztramberskiego, a także węgla kamiennego (Sikora, Żytko, 1960) o średnicach do kilku centymetrów (w Sopotni Małej do 5 cm – Sikora, Żytko, 1960). Ławice piaskowców przewarstwiają się z łupkami czerwonymi, zielonymi, rzadziej ciemnoszarymi. W obrębie grubszych pakietów łupkowych można lokalnie wyróżnić piaskowce wapniste, drobnoziarniste cienkoławicowe, niebieskawe. Warstwowanie piaskowców jest frakcjonalne lub nieuporządkowane. Po zwietrzeniu, pokrywają się one żółtymi i brunatnymi nalotami tlenków Fe i Mn. Miąższość omawianych osadów dochodzi do kilkudziesięciu metrów.

Piaskowce ciężkowickie występują w obrębie łupków pstrych i mogą być oddzielone jedynie cienkim pakietem tych łupków od warstw inoceramowych. Wiekowo reprezentują eocen dolny. Litologicznym i wiekowym ich odpowiednikiem są piaskowce ciężkowickie wydzielane w okolicach Skawiec (Książkiewicz, 1948a), dla których zaproponowano nazwę piaskowce ze Skawiec (Cieszkowski, Waškowska-Oliwa, 2001).

Łupki, margle i piaskowce (łupki z Zembrzyc) – warstwy podmagurskie, występują w północnej części terenu arkusza. W omawianym zespole skalnym przeważają łupki margliste i margle szare, niebieskawe i zielonawe, grubo łupiące się. Rzadko występują łupki ilaste szare. Wśród pakietów łupków i margli tkwią piaskowce średnioławicowe, rzadziej grubo- i cienkoławicowe, drobnoziarniste, zawierające domieszkę glaukonitu i miki. Piaskowce są przeważnie wapniste, skorupowe. Zdarzają się też piaskowce glaukonitowe o rzadko rozsianych drobnych ziarenkach glaukonitu. Ławice tych piaskowców najczęściej są pozbawione struktur sedimentacyjnych. Ich miąższość waha się od 0,5 do 2,0, a miejscami przekracza 2 m.

Ku południowi warstwy podmagurskie mają coraz mniej piaskowców i stają się mniej piaszczyste. Tak jest np. pod Wytrzysszczonem, w południowym skrzydle siodła Pewli, gdzie warstwy podmagurskie są rozwinięte szczątkowo i przeważnie pozbawione grubszych ławic piaskowców. Są one wtedy trudne do odróżnienia od łupkowo wykształconych warstw hieroglifowych. Kompleks łupkowy przechodzi stopniowo w warstwy magurskie, tak że trudno jest ustalić między nimi granicę.

Łupki zembrzyckie spoczywają na łupkach pstrych, a przykryte są warstwami magurskimi *sensu stricto*. Miąższość ich waha się od kilkunastu do 200 m, a maksymalnie do 500 m (Chodyń, 2002).

Zawierają zespół otwornic z *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski) i *Haplophragmoides scitulus* (Brady), wskazujący na powstanie osadów w eocenie górnym. Burtan (1973) zalicza warstwy podmagurskie do oligocenu. Podobnie Cieszkowski (1992) sugeruje, iż niewykluczone jest, że wiek omawianych warstw podmagurskich może sięgać do oligocenu dolnego.

Piaskowce glaukonitowe, gruboławicowe i łupki – warstwy (piaskowce) magurskie. Piaskowce magurskie tworzą nadkład warstw podmagurskich i reprezentowane są przez zespół gruboławicowych piaskowców glaukonitowych z cienkimi wkładkami łupków. Piaskowce te są przeważnie drobnoziarniste o spoiwie wapnistym lub bezwapnistym, o miąższości około 0,5–2,0 m, a często jeszcze większej. Można obserwować w nich hieroglify prądowe, wleczeniowe i uderzeniowe, o dużych rozmiarach, a także miejscami laminację poziomą i warstwowanie przekątne. Piaskowce magurskie są masywne. W ich składzie dominuje kwarc i glaukonit, obecne są również skaleni oraz mogą występować okruchy łupków metamorficznych, o czym wspominają Sikora i Żytko (1960). Glaukonit nadaje skale zielonkawy odcień. Niektóre warstwy piaskowców wykazują miejscami oddzielność płytową. Na omawianym terenie występują też piaskowce arkozowe, z licznymi drobnymi ziarnami skaleni i żółtymi ziarnami limonitu.

Piaskowce gruboziarniste mogą przechodzić w zlepieńce kwarcowe lub ławice zlepieńców ze skaleniami oraz łupkami chlorytowymi i serycytowymi, jak np. w dolinie Cichej w Koszarawie.

Cienkie wkładki łupków (o grubości 0,5 m i lokalnie większej), rozdzielające ławice piaskowców, tworzą te same typy litologiczne co w warstwach podmagurskich. Są one przeważnie margliste, grubo łupiące się, brudnozielone, brudnoszare, a lokalnie czarne. Stosunek piaskowców do łupków jest dość zmienny, ale można go określić jak 2:1. Miejscami jednak grubość wkładek łupkowych nie jest mniejsza od grubości ławic piaskowców, a niejednokrotnie jest ona zredukowana do kilku centymetrów, albo też ławice piaskowców spoczywają bezpośrednio na sobie. Łupki czarne występują rzadko, większe ich ilości widoczne są w rejonie Pewli Wielkiej oraz w potokach płynących z grzbietu Bakowego Gronia.

Obserwowana miąższość piaskowców magurskich w strefie Siar wynosi około 1000 m. Przedstawione wyżej dane świadczą o dużym podobieństwie litologicznym warstw podmagurskich i warstw (piaskowców) magurskich. Różnica polega na odmiennym stosunku ilościowym piaskowców i łupków.

d. Eocen–oligocen

Łupki i piaskowce – warstwy nadmagurskie (budzowskie). Omawiane utwory występują tylko w północno-zachodniej części obszaru arkusza Jeleśnia, w rejonie potoku Przyłęków. Są one bardzo podobne do utworów warstw podmagurskich.

Na południe od Przyłękowa występuje pas warstw o dużej przewadze łupków typu podmagurskiego. Z analizy mapy wynika, że utwory te znajdują się prawdopodobnie w dnie synkliny zbudowanej

z piaskowców magurskich (Sikora, Żytko, 1960). Łupki wykształcone są jako oliwkowe, szarozielonkawe łupki margliste i miejscami łupki ilaste. Piaskowce są głównie drobno- i średnioziarniste, cienko- i średnioławicowe. Na podstawie nanoplanktonu oznaczonego przez Garecką w pojedynczych próbkach (Wójcik, 2013) z odsłonięcia w Przyłękowie-Na Kępkach, określono wiek omawianych warstw na wczesny oligocen. Garecka stwierdziła m.in. następujące gatunki i rodzaje: *Braarudosphaera bigelowii* (Gran at Braarud) Deflandre, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre et Fert) Prins, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus formosus* (Kamptner) Wise, *Cibrocentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielson, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Discoaster* sp., *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster binodous* Martini, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster* cf. *tani nodifer* Bramlette et Riedel, *Helicosphaera* sp., *Lanternithus minutus* Deflandre, *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black, *Neococcolithes minutus* (Perh-Nielsen), *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus distentus* (Martini) Bramlette et Wilcoxon, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Thoracosphaera* sp., *Transversopontis obliquipons* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade i *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre.

Chodyń (2002) wyznacza znacznie większy zasięg wychodni warstw nadmagurskich w rejonie Pewli Wielkiej, włączając w nie również piaskowce gruboławicowe, co wydaje się nieprawidłowe. Ponadto w próbkach pobranych z okolic Pewli Wielkiej nie stwierdzono nigdzie osadów młodszych od eocenu górnego.

Seria magurska – raczańska

1. Kreda

a. Kreda górna

Mastrycht

Łupki pstre z wkładkami margli (łupki pstre z Cebuli) stanowią najniższą część warstw inoceramowych i występują na północnych zboczach Pilska i Szczawinki, głównie w dolinie Potoku w Cebuli, gdzie ich miąższość wynosi 50 m. Opisane zostały przez Sikorę i Żytka (1960). Golonka (w: Golonka, Wójcik, 1978a, b) zaproponował dla tego wydzielenia rangę ogniwa w obrębie warstw inoceramowych. W innych częściach płaszczowiny magurskiej odpowiednikiem łupków pstrych z Cebuli mogą być łupki pstre z Malinowej (Birkenmajer, Oszczytko, 1988, 1989).

Występujące we wkładkach margle są czerwone, zielone i plamiste. Rozpadają się na nieregularne okruchy o muszlowym przełamie. Występują tu także popielatozielonawe, twarde margle fukoidowe o przełamie pierzastym. Łupki są czerwone, twarde, ilaste, rzadziej wapniste. W górnej partii ogniwa występują popielate lub niebieskie, średnioziarniste piaskowce wapniste o grubości ławic 0,2–1,5 m,

zawierające dużą domieszkę glaukonitu i miki. W całym ogniwie można natomiast spotkać, rzadko występujące, niebieskawe piaskowce skorupowe.

Odnaleziona w opisywanych osadach mikrofauna (Malata inf. ustna): *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* (Grzybowski) i *Hormosina ovulum* (Grzybowski) var. *gigantea* Geroch, *Reophax lenticularis* Grzybowski, *Nodellun velascoense* (Cushman) oraz występujące w łupkach pstrych na terenie Słowacji (w obrębie arkusza) globotrunkany z grupy lapparenti (Sikora, Żytka, 1960) wskazują na górnokredowy wiek omawianego ogniwa.

Piaskowce muskowitzowe, gruboławicowe i łupki (piaskowce ze Szczawiny) – warstwy inoceramowe. Wychodnie opisywanych osadów występują na północnych i północno-zachodnich zboczach Pilska i na szczycie Szczawinki ponad łupkami pstrymi z Cebuli (Sikora, Żytka, 1960). Dominującym typem litologicznym są tu gruboławicowe, zielonowo-popielate, niezbyt twarde piaskowce drobno- lub średnioziarniste, tworzące ławice o miąższości 1–3 m, wyjątkowo do 8 m, zawierające dużą ilość blaszek miki, głównie muskowitzu. Muskowitz nadaje powierzchniom przełamu piaskowców charakterystyczny jedwabisty połysk. Poza piaskowcami gruboławicowymi występują łupki zielone, ciemnopopielate, miejscami czerwone, ilaste, a lokalnie piaskowce cienkoławicowe, skorupowe. Ogniwo to ma około 350 m miąższości.

Według Malaty (inf. ustna) w omawianych utworach masowo występują: *Hormosina ovulum* (Grzybowski) var. *gigantea* Geroch, ponadto *Matanzia varians* (Glaessner), *Marssonella crassa* (Marsson), *Nodellum velascoense* (Cushman) i *Rzehakina inclusa* (Grzybowski). Mikrofauna ta wskazuje na górnokredowy wiek omawianych osadów.

2. Kreda–paleogen

a. Kreda górna–paleocen

Mastricht–paleocen

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz margle fukoidowe i łupki – warstwy inoceramowe. Omawiane osady występują w rejonie Korbielowa, na stokach Pilska i w rejonie potoku Sopotnia Mała. Na stokach Pilska są one podścielone piaskowcami ze Szczawiny. W potoku W Cebuli widoczne jest przejście od piaskowców muskowitzowych ze Szczawiny do warstw inoceramowych. W pozostałych rejonach spąg ich nie jest znany. Przykryte są przeważnie eoceńskimi łupkami pstrymi.

Warstwy inoceramowe wykształcone są dość różnorodnie (Sikora, Żytka, 1960). Przeważającym typem litologicznym są piaskowce niebieskopopielate lub szarozielone, twarde, drobnoziarniste, wapniste, mikowe, łupiące się skorupowo na drobne płyty. Miąższość ławic waha się od kilku centymetrów do 1,0–1,5 m. Piaskowce przeławicane są szarymi, szarozielonymi, bladoniebieskimi lub oliwkowymi łupkami ilastymi lub marglistymi, częste są również cienkie wkładki łupków pstrych,

czerwonych i zielonych, liczne zwłaszcza w rejonie przysiółka Kamienna. Miejscami występują wkładki margli fukoidowych.

W dolinie potoku Kamiennego występują ławice gruboziarnistych piaskowców muskowitowych podobnych do piaskowców ze Szczawiny. W rejonie Sopotni Małej w omawianych osadach częste są wkładki piaskowców glaukonitowo-biotytowych.

W obrębie warstw inoceramowych wyróżnia się do czterech zespołów skalnych (Sikora, Żytko, 1960; Ryłko, 1992). W dolnej części są to głównie łupki ilaste, stalowoczarne i popielate oraz mułowce. Łupki tworzą pakiety o grubości 1–4 m, rozdzielone twardymi, ciemnopopielatymi, drobnoziarnistymi piaskowcami szklistymi z dużą ilością glaukonitu i biotyту oraz domieszką skaleni. Spoiwo ich jest krzemionkowo-wapniste. Grubość ławic piaskowców wynosi 0,5–1,5 m, a miąższość całego kompleksu – około 50 m.

Wyżej łupki ciemne zastąpione są przez zielone łupki ilaste z wkładkami czerwonych łupków ilastych. Wzrasta ilość piaskowców, które stanowią minimum 50% składu warstw. Występują tu dwa typy piaskowców: skorupowe, mikowe piaskowce hieroglifowe o miąższości ławic 5–20 cm oraz grubsze (0,4–1,0 m) ławice twardych, szklistych, wapnistych, przekątnie warstwowanych piaskowców jasnopopielatych. Miejscami w górnej części profilu zdarzają się wkładki łupków czerwonych i zmniejsza się ilość piaskowców na korzyść łupków.

W środkowej części profilu następuje nagła, ostra zmiana charakteru osadów. Występuje tu zespół skalny, który rozpoczyna się kilkunastometrowym pakietem średnio- i gruboziarnistych piaskowców jasnopopielatych, twardych, wapnistych, z dużą domieszką skaleni i glaukonitu. Piaskowce te pozbawione są wkładek łupków, występują w nich natomiast płaszczyzny uławicenia, co kilkadziesiąt centymetrów, które wraz z ciosem dzielą skałę na charakterystyczne kostki. Piaskowce zawierają lokalnie soczewki materiału gruboziarnistego, a miejscami przechodzą w zlepienie. W skład otoczków wchodzi prawie wyłącznie kwarc (często kwarc niebieski) i skalenie. Oprócz gruboławicowych zlepieńców i piaskowców glaukonitowo-skaleniowych występują tu drobnoziarniste, ciemnoniebieskawe, silnie wapniste piaskowce mikowe. Są one zazwyczaj przekątnie warstwowane, a grubość ich ławic wynosi przeważnie około 1 m, ale zdarzają się też ławice do 2 m miąższości. Piaskowce rozdzielone są cienkimi warstewkami słabo wapnistych, jasnopopielatych łupków ilastych.

W górnej części profilu występują drobnoziarniste, twarde, ciemnopopielate lub ciemnoniebieskawe piaskowce skorupowe, o grubości ławic 5–50 cm. Rozdzielone są one wkładkami popielatych łupków ilastych lub słabo wapnistych o podobnej miąższości. W obrębie warstw inoceramowych zespoły skalne, najniższy i najwyższy, reprezentują typ normalny, natomiast środkowy (wyższy) jest najsilniej piaszczysty, co związane jest z różną dostawą materiału. W Sopotni Małej i w Krzyżowej utwory gruboklastyczne tworzą zwarte pakiety w stropowej części warstw inoceramowych normalnych,

powyżej których leżą łupki pstry eocenu dolnego. Problem zróżnicowania litologicznego w obrębie warstw inoceramowych wymaga dalszych badań sedimentologicznych.

Mikrofauna w niższej części warstw inoceramowych normalnych jest aglutynująca z elementami wapiennymi. Według oznaczeń Blaicher (Sikora, Żytko, 1960) i Malaty (Golonka, Malata, 1975) występują tu gatunki: *Nodellum velascoense* (Cushman), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Hormosina excelsa* (Dylązanka), *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Globotruncana ex gr. stuarti* (de Lapparent) i *Gyroidinoides obliquaseptus* (Mjatljuk). Zespół ten wskazuje na utworzenie omawianych osadów w mastrychcie.

W górnej części profilu warstw inoceramowych w łupkach pstrych występuje zespół zawierający wg Malaty (Golonka, Malata, 1975) charakterystyczne gatunki paleoceńskie: *Glomospira grzybowski* Jurkiewicz, *Ammolagena clavata* (Jones et Parker), *Trochammina globigeriniformis* (Parker et Jones) i *Matanzia varians* (Glaessner).

P i a s k o w c e c i e n k o ł a w i c o w e i ś r e d n i o ł a w i c o w e o r a z ł u p k i – w a r s t w y i n o c e r a m o w e. Utwory te wyróżniono przy granicy z obszarem arkusza Milówka, gdzie w lewobocznym dopływie potoku Sopotni Małej, odwadniającym stoki Romanki, wśród warstw inoceramowych występują łupki pstry.

Warstwy inoceramowe wykształcone są w postaci serii zielonych, twardych, mikowych łupków ilastych, przeławiconych cienkimi, niebieskawymi piaskowcami z hieroglifami. W kilku miejscach stwierdzono wkładki czerwonych łupków ilastych. Z ich położenia w profilu wynika, że występowanie facji warstw inoceramowych z wkładkami łupków pstrych ograniczone jest do dolnej części warstw inoceramowych. Mają one zmienne miąższości, na terenie arkusza nieprzekraczające 100–150 m.

3. P a l e o g e n

a. E o c e n

Ł u p k i c z e r w o n e i z i e l o n e z w k ł a d k a m i p i a s k o w c ó w c i e n k o ł a w i c o w y c h – ł u p k i p s t r e. Opisywane utwory są dobrze wykształcone i odsłaniają się w wielu miejscach. W odsłonięciach brak jest jednak ich ciągłych profili. Występują one w siodłach i łuskach. Składają się przeważnie z ilastych, twardych łupków i lokalnie mułowców czerwonych z rzadkimi wkładkami ilastych łupków zielonych, których ilość wzrasta ku górze, a które w niższej części profilu występują podrzędnie. Wkładki czerwonych mułowców mają niejednokrotnie na powierzchni złupkowacenia liczne blaszki miki. Wśród łupków występują wkładki (na ogół odgrywające podrzędną rolę) cienkoławicowych, niebieskawych, wapnistych piaskowców z hieroglifami. Sporadycznie spotyka się również drobnoziarniste, zielonawe piaskowce glaukonitowe o miąższości dochodzącej do 1 m.

Mikrofauna reprezentowana jest przeważnie przez ubogie zespoły aglutynujące, wśród których Malata (Golonka, Malata, 1975) wyróżniła masowo występujące otwornice z rodzaju *Glomosgira*, w tym: *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Glomospira irregularis* (Grzybowski) oraz z rodzaju *Trochamminoides*. Miejscami w niższej części warstw występują gatunki: *Nodellum yelascoense* (Cushman), *Rzehakina egigona* (Rzehak) i *Hormosina ovulum* (Grzybowski). W północno-zachodniej części terenu arkusza, w najwyższej partii łupków pstrych spotykane są zespoły z *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski). Przeważająca część łupków pstrych, należy do eocenu dolnego–środkowego.

Mięszczość łupków pstrych waha się od kilkunastu do ponad 100 m. Spoczywają one na różnych ogniwach warstw inoceramowych, przykryte są zaś warstwami hieroglifowymi.

Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki pstre (piaskowce ze Skawiec, piaskowce ciężkowickie). Opisywane piaskowce osiągają miąższość kilkadziesiąt metrów i przeważają nad łupkami pstrymi. Występują one w rejonie Przyborowa. Od warstw inoceramowych mogą być oddzielone jedynie cienkim pakietem łupków czerwonych.

Przeważają piaskowce gruboławicowe, zielonawe i niebieskawe, miękkie, wapniste. Często występują także piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce. Składają się one głównie z kwarcu i skaleni, ponadto miejscami zauważyć można znaczną domieszkę fragmentów skał metamorficznych, wapieni, węgla brunatnego i toczeń ilaste. Średnica otoczków może dochodzić do kilku centymetrów. Ławice piaskowców przewarstwiają się z łupkami czerwonymi, zielonymi, rzadziej ciemnoszarymi. W obrębie grubszych pakietów łupkowych można wyróżnić cienkoławicowe, niebieskawe, wapniste piaskowce drobnoziarniste. Wiekowo omawiane utwory reprezentują eocen dolny.

Piaskowce gruboławicowe i zlepieńce z wkładkami łupków (piaskowce pasierbieckie) występują w rejonie Przyborowa oraz dolin potoków Głuchej, Sopotni Małej i Sopotni Wielkiej. Dominującym typem litologicznym są tu piaskowce gruboławicowe, gruboziarniste, często zlepieńcowate, wapniste, o przełamie tnącym, zawierające oprócz kwarcu skalenie oraz okruchy skał metamorficznych i wapieni. Ogniwo to leży na łupkach pstrych, a pod piaskowcami hieroglifowymi, często zazębiając się z nimi i tworząc wśród nich wkładki.

We wkładkach łupkowych występuje mikrofauna z *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski), wskazująca na powstanie osadów w eocenie środkowym (Sikora, Żytko, 1960). Miąższość piaskowców pasierbieckich waha się od kilkadziesiąt do 350 metrów.

Piaskowce średnioławicowe i gruboławicowe oraz łupki (piaskowce osieleckie) występują wyłącznie w rejonie doliny potoku Głuchej oraz na północnych stokach grzbietu Małej Babiej Góry, zastępując lokalnie piaskowce hieroglifowe z Grzechyni. Są to piaskowce średnio- i gruboławicowe, drobnoziarniste, wapniste, zawierające znaczne ilości glaukonitu. Miąższość ich nie przekracza kilkadziesiąt metrów.

Łupki z tego ogniwa zawierają zespół mikrofauny z *Cystamina subgaleata* Vašiček wskazujący na wiek utworów – eocen środkowy–najniższa część eocenu górnego.

Piaskowce cienkoławicowe i łupki (warstwy z Grzechyni) – warstwy hieroglifowe, występują szerokim pasem od Korbielowa do Zawoi, a także na południe od Przyborowa oraz w okolicach Sopotni Małej i Sopotni Wielkiej. Przeważają piaskowce cienkoławicowe ułożone na przemian z łupkami. Piaskowce są twarde, wapnisto-krzemionkowe i rozpadają się na kostki i wielościiany. Łupki są szarzielone lub zielone, ilaste lub mułowcowe. Miejscami spotyka się wkładki piaskowców gruboławicowych zbliżonych do spotykanych w ogniwie piaskowców pasierbieckich, osieleckich czy w warstwach magurskich. Pospolite są wkładki margli, których miąższość często przekracza kilkanaście metrów. Zostały one zaznaczone na mapie geologicznej jako osobne wydzielenie.

Miąższość warstw hieroglifowych dochodzi do 300 m. Spoczywają one bezpośrednio na łupkach pstrych lub na piaskowcach pasierbieckich, a przykryte są warstwami magurskimi. Stratotyp tego ogniwa (jako warstwy hieroglifowe) podał Książkiewicz (1948b, 1958a) z obszaru siodła Grzechyni, dlatego zaproponowano mu nadanie opisywanym warstwom nazwy regionalnej (Golonka, Wójcik, 1978a, b).

Mikrofauna z łupków niższej części tego ogniwa według Malaty (Golonka, Malata, 1975) zawiera zespół z masowo występującym *Reophax pilulifera* Brady, bądź też zespół z *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski). W części wyższej pojawia się zespół z *Cystamina subgaleata* Vašiček. Pozwala to określić wiek powstania osadów od eocenu środkowego do najniższej części eocenu górnego włącznie.

Piaskowce glaukonitowe i muskowitowe, gruboławicowe oraz łupki – warstwy (piaskowce) magurskie. Omawiane osady zajmują znaczne przestrzenie na terenie arkusza. Piaskowce magurskie są głównym elementem grzbietotwórczym, z którego zbudowane są najwyższe szczyty: Pilsko, Romanka, Babia Góra, Mędralowa (Beskidek) czy Jałowiec. W całym profilu zaznacza się silna przewaga piaskowców nad łupkami. Bardzo charakterystycznym typem są jasne, zielonawe, silnie glaukonitowe, średnioziarniste piaskowce gruboławicowe (1–5 m). Mają one minimalną domieszkę muskowitu i skaleni. Spoiwo jest ilasto-krzemionkowe; zaznacza się w nim niekiedy niewielka domieszka węglanu wapnia. Piaskowce te z reguły nie są warstwowane.

Typ drugi stanowią twarde, drobnoziarniste, popielatoniebieskawe, piaskowce muskowitowe. W porównaniu z typem pierwszym zawierają dużo więcej muskowitu oraz węglanu wapnia, natomiast brak w nich glaukonitu lub występuje on tylko w minimalnych ilościach. Piaskowce te wykształcone są przeważnie w cieńszych ławicach (0,5–1,0 m). Występują tu także gruboławicowe, gruboziarniste,

jasnoszare piaskowce glaukonitowe o tnącym przełamie. Ich profil zaczyna się, miejscami, materiałem zlepieńcowatym, złożonym głównie z kwarcu i skał metamorficznych.

Oprócz wyżej wymienionych, lokalnie występują gruboziarniste, często zlepieńcowate, miękkie, skaleniuwo-muskowitowe piaskowce gruboławicowe. Są one podobne do opisanych wyżej muskowitowych piaskowców wapnistych, zawierają jednak w spoiwie dużo więcej substancji ilastej, co powoduje, że są bardziej miękkie.

Piaskowce muskowitowe oraz glaukonitowe zazębiają się ze sobą w całym profilu, co widać dobrze, np. w przekroju Lachowego Gronia. W obrębie grzbietu Romanki piaskowców glaukonitowych jest niewiele. Główną rolę odgrywają tu piaskowce muskowitowe o barwie popielatej, wśród których występują liczne wkładki jasnoszarych piaskowców i zlepieńców. Z gruboziarnistych, miękkich piaskowców skaleniuowych utworzony jest szczyt Pilska (Sikora, Żytko, 1960).

Wśród łupków, w obrębie piaskowców magurskich, występuje dość duża zmienność. Najczęściej występują łupki ilaste oliwkowe lub brudnozielone, piaszczyste, często przechodzące w mułowce. Ponadto spotyka się brunatne i ciemnopopielate, zwykle bardziej pelityczne, łupki ilaste lub wapniste. Łupki te w piaskowcach występują jako cienkie wkładki, jednak, jak na przykład w Sopotni Małej oraz w rejonie Głuchej i Moczarek, mogą tworzyć kilkumetrowe pakiety, dorównujące grubością piaskowcom. Grubsze wkładki łupków zawierają cienkie ławice miękkich piaskowców muskowitowych.

W rejonie przełęczy Klekociny występuje strefa o znacznym udziale łupków śródmagurskich. Składają się na nie grubo łupiące się margliste łupki oliwkowe lub szarozielonawe, na ogół podobne do łupków występujących wśród warstw magurskich. Wyraźnie rozpadają się one na zaokrąglone bryłki i kule różnej wielkości. Miejscami łupki te zawierają dość duże wtrącenia łupków czarnych. Piaskowce występują w tym rejonie w niewielkich ilościach. Są to piaskowce o grubości ławic od 0,5 do 1,0 m, średnioziarniste i gruboziarniste, glaukonitowe. Występują tu też piaskowce mikowe, niebieskawe, cienkoławicowe.

Mięższość piaskowców magurskich wynosi około 1600 m.

Seria magurska – bystrzycka (sądecka)

1. Kreda–paleogen

a. Kreda górna–paleogen

Santon–paleocen

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki – warstwy i n o c e r a m o w e, występują jedynie na wschód od Korbielowa, gdzie odsłaniają się na niewielkim obszarze i ograniczone są czapką tektoniczną piaskowców magurskich. Mięższość ich jest trudna do określenia i w odsłonięciu nie przekracza 50 m. Piaskowce są ciemnopopielate i ciemnoniebieskie

o laminacji poziomej lub warstwowaniu przekątnym oraz konwolutnym i spoiwie wapienno-ilastym. Przeławiczone są rytmicznie stalowoszarymi i zielonoszarymi słabo wapnistymi łupkami ilastymi. W ich stropie występują cienkie wkładki łupków pstrych.

2. Paleogen

a. Eocen

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych – łupki pstre. Osady te odsłaniają się w spągu nasunięcia łuski Westki, między przełęczą Glinne a Korbielowem. Są wykształcone jako ilaste, nierówno łupiące się łupki czerwone z nielicznymi wkładkami ilastych łupków zielonych. Stwierdzono w nich również bardzo cienkie (do 10 cm) wkładki szklistych piaskowców drobnoziarnistych. Piaskowce są silnie krzemionkowe ze smugowo ułożonym glaukonitem. Prawdopodobnie są one wieku dolnoeoceneskiego.

Łupki i piaskowce cienkoławicowe – warstwy belowskie, na terenie arkusza występują w rejonie Korbielowa, Krzyżówek i Glinnego. Piaskowce są cienkoławicowe (2–15 cm), drobnoziarniste, niebieskawoszare, wapniste, muskowitzowe. Rozpadają się na drobne płytki i skorupy wzdłuż płaszczyzn uwarstwienia przekątnego i poziomej laminacji. Laminacja podkreślona jest nagromadzeniem blaszek miki, a często również zwęglonego detrytusu roślinnego. Górne partie ławic piaskowców wykazują zwykle faliste warstwowanie spływowe, a na dolnych występują hieroglify pochodzenia organicznego w formie guzków i wałków. Po zwietrzeniu, piaskowce warstw belowskich tracą niebieskawą barwę, stają się szare i często mają brudnożółte naloty tlenków żelaza.

Ławice piaskowców rozdzielone są cienkimi (2–20 cm) wkładkami niebieskawopopielatych, miękkich, ilastych lub wapnistych łupków. Zdarzają się również wkładki żółtych i popielatych miękkich łupków marglistych. Zarówno łupki, jak i bardziej drobnoziarniste piaskowce, zawierają fukoidy. W niższej części występują cienkie wkładki łupków czerwonych, w wyższej zaś wkładki grubo łupiących się szarych margli. Miąższość wyróżnionych warstw belowskich (*sensu stricto*) nie przekracza kilkudziesięciu metrów. Spoczywają one na łupkach pstrych, a przykryte są warstwami łączkimi.

W mikrofaunie znajdowanej w tych utworach, według Malaty i Blaicher (w: Sikora, Żytko, 1960) licznie występują: *Recurvoides* div. sp., *Trochamminoides* div. sp. wraz z *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) i *Glomospira charoides* (Jones et Parker). Zespół ten wskazuje na dolno- i środkowo-eoceneski wiek omawianych osadów.

Margle, piaskowce, zlepiénce i łupki – warstwy łączkie, występują w rejonie Korbielowa i Krzyżówek, na zboczach pasma Westka–Beskid, osiągając miąższość 500 m. Nazwa margle łączkie została wprowadzona do literatury przez Świdzińskiego (1947). Najlepiej odsłonięte były one w potoku Student, na wschód od Kamiennej. Na omawianym terenie przeważają twarde, ciemnoszare (po zwietrzeniu białe), grubo łupiące się margle, często krzemionkowe, tworzące ławice

o miąższości od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Margle te przeławicają się ze średnioławicowymi (0,5–1,0 m) piaskowcami glaukonitowymi o spoiwie wapiennym. Na dolnych powierzchniach piaskowców występują hieroglify prądowe i drobne hieroglify pochodzenia organicznego. W dolnej części margli łąckich stwierdzono występowanie ławic gruboziarnistych, zielonawych piaskowców glaukonitowych przechodzących w zlepienie. Utwory te są przeważnie frakcjonalnie warstwowane. Materiał egzotyczny (do 1 cm średnicy) składa się z kwarcu, okruchów zielonych i czarnych łupków krystalicznych oraz nielicznych jasnych wapieni. Występują tu także cienkie wkładki łupków ilastych, szarych lub zielonkawoszarych.

W łupkach tych według oznaczeń Malaty (inf. ustna) licznie występuje *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski). W najwyższej części profilu *Cyclammina* jest spotykana tylko sporadycznie, pojawia się natomiast licznie *Haplophragmoides walteri*. Przemawia to za tym, że zasadnicza masa warstw łąckich osadziła się w eocenie środkowym, nie wykluczone jest też, że tworzyły się one do eocenu górnego.

Piaskowce muskowitzowe, gruboławicowe i łupki – warstwy (piaskowce) magurskie. Granica piaskowców magurskich z niżej leżącymi warstwami łąckimi jest ostra. Czasami wydziela się jeszcze warstwy podmagurskie (Sikora, Żytko, 1960). Na terenie arkusza, w strefie bystrzyckiej, jest bardzo wyraźne przejście od podścielających je margli łąckich do piaskowców. Jest to w głównej mierze kompleks gruboławicowych piaskowców średnio- i gruboziarnistych, silnie muskowitzowych o spoiwie ilasto-wapiennym. Glaukonit występuje w nich rzadko, natomiast miejscami piaskowce zawierają duże okruchy skaleni. Po zwietrzeniu omawiane osady przyjmują odcień zielony. Procesy wietrzeniowe zachodzą stosunkowo szybko, atakują skałę w głąb, co jest związane z większą zawartością substancji ilastej w spoiwie. Z piaskowców tych zbudowany jest grzbiet Westki.

Piaskowce gruboławicowe rozdzielone są cienkimi wkładkami łupków popielatych i oliwkowych, słabo wapienistych lub ilastych, lokalnie silnie piaszczystych. Pakiety łupkowe zawierają wkładki cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców muskowitzowych.

Obserwowana w odsłonięciach miąższość piaskowców magurskich wynosi około 350 m.

Cz w a r t o r z ę d

Osady czwartorzędowe rozwinięte są głównie w większych dolinach (aluwia) i na zboczach (gliny różnej genezy przykrywające starsze osady). W rejonie Pilska stwierdzono osady lodowcowe (Pawłowski, 1932; Wójcik, 1994). W dolinie Koszarawy oraz w dolinach jej większych dopływów, potoków: Glinnej, Sopotni Małej i Sopotni Wielkiej, wyróżniono poziomy tarasowe, które powiązane z różnymi okresami plejstocenu oraz holocenu. W zależności od doliny leżą one na różnych wysokościach nad współczesnymi korytami oraz mają różną miąższość pokryw.

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Żwirry, głązy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów 25,0–40,0 m n.p. rzeki. Najstarszymi utworami czwartorzędowymi stwierdzonymi na badanym obszarze są aluwia rzeczne, z których zbudowany jest kopalny poziom tarasowy wznoszący się około 40 m ponad współczesne dno doliny. Osady budujące ten poziom odsłaniają się w południowej części Kotliny Jeleśni, po lewej stronie doliny potoku Krzyżówka. Na cokole skalnym o wysokości około 30 m leży 8–10-metrowa warstwa aluwiów złożona ze zwietrzałych żwirów. W stropie zazębiają się one z łałami soliflukcyjnymi z rumoszem piaskowcowym, co wskazuje na ich akumulację w okresie zimnym. Położenie aluwiów w stosunku do niższych tarasów oraz występujących w dolinie Soły osadów rzecznych i lodowcowych z okresu maksymalnego zasięgu łałolodu (Szaflarski, 1932; Ziętara, 1972) upoważniają do wysunięcia wniosku, że akumulacja tej pokrywy nastąpiła w okresie zlodowaceń południowopolskich (Mindel). Z okresem tego zlodowacenia związane są prawdopodobnie również spłaszczenia w rejonie Korbielowa i Sopotni Wielkiej leżące na podobnej wysokości, na powierzchni których występują pojedyncze żwirry.

* *
* *

W Kotlinie Jeleśni na cokole skalnym o wysokości 15–18 m zachowały się osady rzeczne w postaci kopalnych listew tarasowych o wysokości 18–21 m, złożone ze żwirów o miąższości 2–4 m. Przykrywają je utwory soliflukcyjno-deluwialne o miąższości 10,0–12,5 m, wśród których można wyróżnić trzy ogniwa osadów złożone z glin deluwialnych, rozdzielających cztery pokrywy soliflukcyjne. Mała miąższość pokrywy akumulacji rzecznej oraz jej położenie w profilu pionowym pozwalają przypuszczać, że mogła ona powstać w okresie szeroko pojętego interglacjału wielkiego (Mindel-Riss) lub początkowej części zlodowaceń środkowopolskich (Riss). Być może akumulacja tej pokrywy miała miejsce podczas zlodowacenia Wilgi (Mojski, 1985). Nie można też wykluczyć, że omawiane osady pochodzą ze zlodowaceń środkowopolskich. Utwory te zostały stwierdzone w odsłonięciach nad Sopotnią oraz Koszarawą, a także zostały rozpoznane wierceniami w rejonie Przyborowa. Ze względu na bardzo małe powierzchnie nie zaznaczono ich na mapie i profilach.

Zlodowacenia środkowopolskie

Żwirry, głązy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów erozyjno-akumulacyjnych i akumulacyjnych występują wzdłuż większych dolin. Fragmenty tarasów znajdują się na wysokości 12,0–20,0 m (lokalnie 9 m) n.p. rzeki. Stwierdzono dwa kopalne stopnie tarasowe, przykryte zróżnicowanymi pokrywami soliflukcyjno-deluwialnymi. Wyższy (15–20 m n.p. rzeki), do którego można włączyć osady występujące w profilach otworów w rejonie Przyborowa oraz

odsłaniające się w Jeleśni nad Sopotnią, powiązane ze zlodowaczeniem (stadialem) Odry (Riss I) (Lindner, 1984). Budują go aluwia złożone z obtoczonych głazów i żwirów z domieszką piasków i glin o miąższości 6–8 m, leżące na 7–10-metrowej wysokości cokole skalnym. W Jeleśni nad Sopotnią na 10-metrowym cokole odsłaniają się aluwia o miąższości 8 m przykryte ponad 12-metrową serią utworów soliflukcyjno-deluwialnych. Wśród nich można wydzielić dwa poziomy soliflukcyjne, rozdzielone deluwialnymi.

Z młodszej części zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenie Warty; Riss II – Lindner, 1984) prawdopodobnie pochodzą pokrywy aluwialne o miąższości 5–7 m, występujące na cokole o wysokości 1–5 m. Kopalna powierzchnia tarasu w dolinie Koszarawy ma wysokość 12 m, a w dolinie Sopotni Wielkiej 15–20 m. Przykrywa je przeważnie jedna seria glin soliflukcyjnych z rumoszami skalnymi.

Między korytami potoków Sopotni Wielkiej i Potoku Suseńskiego (lewobocznego dopływu Koszarawy w Jeleśni) występuje pokrywa aluwialna o miąższości do 25 m przykryta glinami. Jej podłoże fliszowe znajduje się do 22 m poniżej współczesnego koryta Sopotni Wielkiej. Przyjęto, że została ona złożona w okresie zlodowaceń środkowopolskich (Riss), gdyż strop aluwiów znajduje się 9–13 m nad współczesnym korytem, czyli powyżej stropu aluwiów z ostatniego zlodowacenia. W profilu podłużnym osady rzeczne ze zlodowaceń środkowopolskich zarówno powyżej, jak i poniżej tego obszaru, występują na 10–13-metrowym cokole skalnym. Gdyby obszar ten nie ulegał obniżaniu, to osady rzeczne występujące po prawej stronie Sopotni Wielkiej powinny znajdować się na cokole o podobnej wysokości. Występujące po lewej stronie doliny osady rzeczne z okresu zlodowaceń północnopolskich i holocenu posiadają cokoły skalne. Brak cokołu skalnego dowodzi, że w czasie akumulacji osadów rzecznych obszar ten uległ obniżeniu o co najmniej wysokość cokołu (10–12 m, a maksymalnie 33–35 m).

W okresie poprzedzającym rozwój zapadliska, koryto potoku Sopotni Małej znajdowało się około 0,6 km, a Sopotni Wielkiej około 1 km, na południe od współczesnego koryta Sopotni (Sopotni Wielkiej), na co wskazują zaznaczające się obniżenia w podłożu aluwiów między Sopotnią a Jeleśnią. Obniżanie się podłoża, spowodowane młodymi ruchami tektonicznymi, było przyczyną akumulacji aluwiów, a największą ich miąższość stwierdzono w strefie nasunięcia. W profilu podłużnym podłoże ma w tym miejscu znacznie większy spadek niż wynika to z rekonstruowanego spadku zarówno powyżej, jak i poniżej podłoża osadów ze zlodowaceń środkowopolskich oraz od spadku współczesnego koryta. Taka sytuacja sugeruje, że na południe od strefy nasunięcia strefy raczańskiej na strefę Siar w obrębie płaszczowiny magurskiej, blok południowy uległ względnemu podniesieniu, a blok północny podlegał ruchom obniżającym (Wójcik, 1988). W wyniku tego ruchu nastąpiła zmiana w działalności rzeki. Blok południowy (podniesiony) był erodowany, natomiast blok północny (obniżany) został zasypywany aluwiami. Koryto rzeki na tym odcinku zmieniło się z erozyjnego na akumulacyjne. W miarę oddalania się od linii nasunięcia miąższość pokrywy aluwialnej zmniejszała się, a rzeka rozcinała

podłoże, dowiązując do systemu większej rzeki, jaką jest Koszarawa. W dalszej kolejności, w czasie zlodowaceń środkowopolskich, nastąpiło akumulacyjne wyrównanie tej pokrywy. W jego wyniku, w profilu podłużnym doliny powstał jeden wyraźny poziom tarasowy, o zróżnicowanej miąższości aluwiiów.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Iły, gliny i bloki lodowcowe (morenowe). Na Pilsku brak jest typowych dla obszarów górskich form lodowcowych, co związane być mogło z typem zlodowacenia. Utwory te były szczegółowo badane przez Wójcika (1994). Na północnych stokach Pilska, powyżej 1180,0 m n.p.m. występują utwory i formy, którym można przypisać genezę lodowcową. Wyróżniono formy akumulacyjne i słabiej zachowane formy erozyjne. Utwory morenowe występują w dwu, prawdopodobnie różnowiekowych, poziomach. Znajdują się one ponad lejem źródłowym Kamiennego potoku, gdzie zostały zdeponowane na spłaszczeniu, na poziomie zbiegających się w tym rejonie grzbietów Szczawinki, Buczynki i Soliska.

Niższy poziom utworów morenowych występuje na stoku o nachyleniu 12–20°, powyżej wysokości 1180–1250 m n.p.m. Morena złożona z bloków, głazów i rumoszy piaskowców magurskich oraz glin wznosi się wyraźnym 1–5-metrowej wysokości progiem akumulacyjnym. Wypływający z torfowiska potok Kamienny rozciął morenę i na jej przedpolu usypał, ze słabo obtoczonych żwirów piaskowcowych i glin, niewielki stożek napływowy. Ma on szerokość około 20 m i długość około 50 m.

Na wschód od potoku Kamiennego stok okryty moreną jest nierówny, na jego powierzchni występują bezodpływowe zagłębienia, prawdopodobnie o genezie wytopiskowej, wypełnione osadami organicznymi – torfami. Morena znajdująca się na tym obszarze wznosi się wyraźnym progiem akumulacyjnym o wysokości 1–3 m, o przebiegu równoległym do głównej skarpy osuwiska, a od wschodu natomiast graniczy z koluwiami osuwiskowymi. Między progiem strukturalnym a moreną, występującą na wysokości 1220,0 m n.p.m., znajduje się odcinek stoku, gdzie znajdują się wychodnie pstrych łupków eocenkich.

Głównym elementem tworzącym górny poziom morenowy jest półkolisty wał zbudowany z bloków, głazów, rumoszy i glin brunatnożółtych oraz iłów. Wznosi się on progiem o wysokości 10–25 m i nachyleniu 30–35°. Od strony zachodniej, wał tworzy również wyraźną formę akumulacyjną wznoszącą się ponad spłaszczeniem denudacyjnym, okrytym glinami zwietrzelinowymi z rumoszami. Powierzchnia omawianego wału (szerokość 50–100 m) znajdująca się na wysokości 1280–1310 m n.p.m. jest płaska, zwłaszcza w północnej jego części. Na południowy wschód od schroniska, na wysokości 1275–1310 m n.p.m. wał morenowy nadbudowany jest przez stożek napływowy o nachyleniu 12–15°. Ku południowi, w kierunku grzbietu, wał ten przechodzi w stok nachylony ku północy pod kątem 5–7°, okryty osadami moreny. Wykonany w obrębie wału wkop budowlany

o głębokości 3,5 m umożliwił rozpoznanie jego wewnętrznej budowy. W górnej części występują głównie gliny oraz rumosze piaskowcowe (wielkość głazów rośnie wraz z głębokością). Od głębokości 1 m zaznacza się poziome ułożenie większych głazów piaskowcowych. Takiego ułożenia nie spotkano dotychczas w koluwiach osuwiskowych. W dnie wkopu występowały bloki piaskowców magurskich, o wymiarach 0,5–0,7 m, tkwiące w glinach.

Wał morenowy amfiteatralnie, od północy, obrzeża zagłębienie o owalnym kształcie. W północnej części tego zagłębienia występuje torfowisko, a wypływający z niego potok rozcina opisywany wał (Wójcik, 1994). Współczesna powierzchnia torfowiska leży 2–3 m poniżej najniższej położonej części powierzchni wału. Miąższość torfów wynosi 2,9–4,2 m, a podściela je warstwa ciemnopopielatych ilów. Kopalne zagłębienie wypełnione torfami ma kształt zbliżony do regularnej miski, co stwierdzono płytkimi wierceniami. Prawdopodobnie rozcięcie wału i spływanie zbiornika wodnego było jednym z czynników rozwoju torfowiska.

Część powierzchni wału morenowego obrzeżająca od północy zagłębienie i górna krawędź załomu związanego ze zniszczonym fragmentem ścian kotła lodowcowego, leżą prawie na jednakowej wysokości. Można przypuszczać, że w czasie akumulacji materiału, z którego zbudowany jest wał, zagłębienie wypełnione było lodem, a na północ od niego składane były utwory morenowe. Po wytopieniu się lodu lodowcowego powstało bezodpływowe obniżenie, które było w holocenie stopniowo wypełniane osadami.

Na południe od wału morenowego występuje 80-metrowej wysokości stromy stok, w obrębie którego zaznaczają się załomy strukturalne. Stok ten jest prawdopodobnie częścią kotła lodowca stokowego, wyciętego w warstwach hieroglifowych, w końcowej fazie pobytu lodowca na Pilsku. W dolnej części tego stoku można obserwować współczesne płytkie osuwiska zwietrzelinowe. Podobny fragment słabo wykształconego karu, o zarysie półkolistym, znajduje się na wschód od moreny, bezpośrednio ponad najwyższą niszą dużego osuwiska skalnego. Ściany kotła o wysokości 100–130 m i nachyleniu miejscami powyżej 40° zbudowane są z piaskowców magurskich. Natomiast osady lodowcowe zostały prawdopodobnie zniszczone przez postglacjalne ruchy osuwiskowe.

Zarówno na powierzchni obu poziomów morenowych, jak i rozdzielającego je progę występują liczne nierówności i załomy (Wójcik, 1994) związane prawdopodobnie z postdepozycyjnymi deformacjami, spowodowanymi wytapianiem się lodu. Rzeźba form lodowcowych występujących pod Pilskiem, w rejonie Hali Miziowej, różni się od form osuwiskowych charakterystycznych dla tej części Beskidów. Kształt nisz wielu osuwisk (np. w obrębie Pasma Lasku) jest bardziej zbliżony do kształtu typowych cyrków lodowcowych, na co zwraca również uwagę Ziętara (1962). W literaturze często spotkać można porównanie nisz osuwiskowych do kotłów lodowcowych (Kleczkowski, 1955).

Argumentem przemawiającym za glacialną genezą osadów na obszarze Hali Miziowej pod Pilskiem jest obecność w materiale akumulacyjnym wału morenowego, na północ od schroniska, bloków i głazów piaskowców magurskich. Na bezpośrednim zapleczu utworów morenowych brak jest wychodni piaskowców magurskich, a podłoże jest zbudowane z warstw hieroglifowych. Wychodnie piaskowców magurskich występują 0,5–1,0 km na wschód i południowy wschód od utworów morenowych, powyżej wysokości 1480 m n.p.m.

Na grzbiecie Pilska były małe lodowce o ograniczonych przez warunki orograficzne i klimatyczne możliwościach rozwoju. Najdogodniejsze warunki do gromadzenia się śniegu i lodu istniały na spłaszczeniu grzbietowym, na północnych stokach i na spłaszczeniu w rejonie Hali Miziowej. Współcześnie na wspomnianych stokach można obserwować pojedyncze płyty śniegu, występujące jeszcze w czerwcu.

Za Sawickim (1913) przyjęto istnienie na Pilsku lodowca typu fieldowego (czapy lodowej) przykrywającego spłaszczenie grzbietowe i spływające jezorami. Największy zasięg miał on na stokach północnych. Lodowiec tego typu mógł istnieć na Pilsku przez krótki czas, tylko w okresach najchłodniejszych, na co wskazuje brak wyraźnych form glacialnych na spłaszczeniu grzbietowym. Znacznie dłużej przetrwał on na północnych stokach Pilska i dlatego formy glacialne są tam najlepiej wykształcone. Prawdopodobnie w końcowej fazie był to lodowiec stokowy sięgający grzbietu. Głazy i rumosze, pochodzące z niszczenia piaskowców magurskich budujących grzbiet Pilska przez transport lodowcowy dostały się do moreny, na co zwrócili uwagę Sikora i Żytko (1960). Masy śniegu i lodu zawierające materiał skalny miały najlepsze warunki do zsuwania się w dół po stromym stoku, u podnóża którego gromadziły się i następnie dalej spływały ku NNW.

Żwir y, g ł a z y, p i a s k i, m u ł k i i g l i n y r z e c z n e t a r a s ó w s k a l n o - a k u m u l a c y j n y c h i a k u m u l a c y j n y c h 6, 0 – 1 2, 0 m n . p. r z e k i. Tarasy te w dolinie Koszarawy oraz w dolinach jej większych dopływów zajmują największe powierzchnie. Występują wzdłuż dolin w postaci szerokich spłaszczeń i są stosunkowo łatwe do korelacji na dużych przestrzeniach. Znajdują się one poniżej tarasów ze zlodowaceń środkowopolskich, a ponad najniższymi tarasami o wysokości 2,5–5,0 m. Są to najmłodsze tarasy, na powierzchnię których w strefach przyboczowych wkraczają pokrywy soliflukcyjno-deluwialne. Dlatego ich utworzenie powiązано z okresem ostatniego zlodowacenia. Budują je aluwia o miąższości 3–12 m. W górnych odcinkach dolin są to tarasy skalno-akumulacyjne. W dolinie Koszarawy, poniżej Przyborowa oraz w dolnych odcinkach potoków Sopotni Wielkiej i Glinnej są to tarasy akumulacyjne. Na tych odcinkach miąższość pokrywy aluwialnej wzrasta do pięciu i więcej metrów.

Różnice wysokości tarasów, miąższości aluwiów i wysokości cokołów widoczne są w profilu podłużnym tarasów z ostatniego zlodowacenia (Wójcik, 1986, 1988). Największe zniekształcenia

stwierdzono w poprzecznych dolinach potoków Sopotni Wielkiej i Sopotni Małej. W dolinie Sopotni Małej wysokość tarasu rośnie w górę doliny z 7,5 m w dolnym odcinku do 11,5–12,0 m w górnym. Z wysokością tarasu rośnie wysokość cokołu skalnego od 3,5 m do 9,0 m. Podobna sytuacja występuje w dolinie Sopotni Wielkiej, wzdłuż której wysokość tarasu z ostatniego zlodowacenia rośnie od 6,0–6,5 do 12,0–13,0 m w rejonie wodospadu. Powyżej wodospadu wysokość tego tarasu jest stała i wynosi 5,5–6,0 m, a jego cokołu 4,0–4,5 m.

Podobne zjawisko stwierdzono także w dolinie potoku Glinnej, gdzie wysokość tarasu, jak i cokołu rośnie w górę doliny, od 4–5 m w Jeleśni do 8 m w Krzyżowej i 9 m w rejonie wodospadu. W dolinie tej, na stosunkowo krótkim odcinku między Jeleśnią a Krzyżową, następuje szybki wzrost wysokości tarasu od 5 do 8 m, co może być związane z istnieniem przecinającej dolinę dyslokacji. (Golonka, Wójcik, 1978a, b).

Maksymalne deformacje we wszystkich dolinach wyznaczają strefę pokrywającą się z przebiegiem struktur fałdowych w tym rejonie (w strefie raczańskiej).

W profilu podłużnym Koszarawy taras z ostatniego zlodowacenia utrzymuje się na jednej wysokości, natomiast podłoże tarasu obniża się z biegiem rzeki od 1,3 m w rejonie Przyborowa do 7 m w Kotlinie Jeleśni i ponad 9 m poniżej współczesnego koryta w rejonie Żywca. Zjawisko to trudno tłumaczyć samymi procesami erozji i akumulacji. Obniżanie się podłoża tarasu w kierunku Kotliny Żywieckiej wskazuje na występowanie ruchów podnoszących w górnym odcinku doliny, a brak ich w dolnym.

Rumosze skalne (gołoborza) występują na stromych stokach Beskidu Wysokiego i składają się głównie z nieobtoczonego materiału gruzowo-piaszczystego, miejscami silnie zaglinionego, o miąższości lokalnie przekraczającej 5 m. Na powierzchni stoków zajmują one znaczne powierzchnie. Zachowane są w postaci luźno ułożonych rumoszy i bloków (gołoborzy) okrywających stoki przeważnie w górnych odcinkach dolin, powyżej 900 m n.p.m. Pochodzą one z wietrzenia wychodni piaskowców i w wielu miejscach są grawitacyjnie przemieszczone. Średnica okruchów zależy od uławicenia i spękania piaskowca i wynosi od 0,2 do 0,8 m. W wielu miejscach, powyżej gołoborzy, znajdują się skałki piaskowcowe. Związane są głównie z wychodniami piaskowców magurskich i piaskowców ze Szczawiny. Stopień zwietrzenia materiału piaskowcowego (rumoszy i glin), pozwala przyjąć, że utwory te są starsze od holocenu.

Gliny, miejscami gliny z rumoszami skalnymi, deluwialne, soliflukcyjne, zwietrzelinowe i eoliczne wyróżnione zostały w południowej części Kotliny Jeleśni, na obszarze między dolinami potoków Sopotni Wielkiej i Koszarawy. Są to głównie gliny pyłowate leżące na różnowiekowych osadach rzecznych. Z wykonanych wierceń wynika, że mają one miąższość od kilku do kilkunastu metrów. Udział rumoszy jest niewielki i ogranicza się jedynie do stref

przystokowych. Prawdopodobnie geneza tych osadów jest złożona. Główna część glin może pochodzić ze spłukiwania i transportu eolicznego.

Gliny z rumoszami skalnymi deluwialno-koluwialne (soliflukcyjne).

W wielu miejscach na omawianym obszarze, w dolnych częściach stoków oraz na plejstocen-
skich osadach rzecznych, stwierdzono występowanie utworów gliniastych, gliniasto-gruzowych i ilastych. W rejonie Przyborowa w otworach wiertniczych wykonanych przez PGIBW Hydrogeo w Krakowie stwierdzono żwiry rzeczne przykryte 7–9-metrowej miąższości warstwą osadów deluwialnych i soliflukcyjnych. W pierwszym otworze uzyskano następujący profil:

0,0–0,3 m – gleba brązowoszara,

0,3–3,2 m – gliny ciężkie brązowe lub czerwone z domieszką rumoszy piaskowców do 5%,

3,2–9,0 m – rumosze piaskowców i łupków z glinami barwy szarozółtej,

9,0–12,5 m – otoczaki z domieszką żwirów zaglinionych barwy szaro-brązowej.

W drugim otworze uzyskano profil:

0,0–0,2 m – gleba szarobrazowa,

0,2–7,0 m – gliny ciężkie szarozółte z domieszką drobnych rumoszy o zawartości do 5%,

7,0–9,5 m – otoczaki z domieszką żwirów zaglinionych barwy żółtoszarej.

W krawędzi erozyjnej wzdłuż potoku Sopotnia Wielka, na zachód od Jeleśni, na osadach rzecznych występują na przemian leżące poziomy glin ilastych, ilasto-gruzowych i gliniasto-gruzowych o miąższości od 7 do około 15 m. Prawdopodobnie po prawej stronie przy ujściu Przyłękówki, pod około 9,5-metrową warstwą glin ciemnopopielatych i żółtych oraz popielatymi łąkami występują żwiry. Omówione wyżej osady deluwialne i soliflukcyjne na ogół występują na osadach rzecznych zaliczanych do zlodowaceń środkowopolskich.

Duże powierzchnie zajmują one również wzdłuż doliny Koszarawy i potoku Pewlica (po ich lewej stronie), a także na zachód od doliny potoku Przyłękówka, gdzie utwory gliniaste pokrywają dolne części stoków.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Iły, gliny, gliny z rumoszami skalnymi oraz głazami i blokami (pakiety osuniętego fliszu) koluwialne (osuwiskowe) występują w różnych częściach obszaru arkusza. Są to bardzo zróżnicowane litologicznie utwory, powstałe w wyniku osuwania się zwietrzliny i utworów skalnych (fliszowych). Proces ten powoduje rozkruszanie, łamanie i mieszanie osuniętego materiału. Do wydzielenia tego zaliczono koluwia różnych typów osuwisk i zerw skalnych. Miąższość koluwii osuwiskowych jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 1 do 12 m przy płytkich osuwiskach, a od 50 do prawdopodobnie 100 m przy dużych głębokich osuwiskach strukturalnych na stokach Romanki, Pilska, Mędralowej i Lasku.

Rumosze skalne i bloki koluwalne (osuwiskowe) są bardzo charakterystycznymi osadami występującymi w obrębie osuwisk. Wały, grzędy i spłaszczenia zbudowane są z bloków skalnych i rumoszy o wymiarach od kilku centymetrów do kilku metrów. Omawiane utwory tworzą się w wyniku wielkich zerw skalnych powstałych w obrębie wybitnie piaskowcowego ogniwa, jakim są warstwy magurskie. Największe powierzchnie zajmują one w obrębie osuwisk na stokach Romaniki, Szczawinki i Pilska oraz Mędralowej. W środkowej i dolnej części osuwiska, na stokach Mędralowej, w budowie koluwiów udział biorą ropy, gliny z rumoszami skalnymi oraz pakiety skalne okryte rumowiskiem i blokami o wymiarach 2×3×5 m.

Osuwiska badane przez Wójcika (1997, 2002) w dorzeczu Koszarawy wykazały, że zajmują one 13,6% powierzchni całego dorzecza i około 16% powierzchni stoków. Największą powierzchnię zajmują osuwiska występujące w lejach źródłowych (blisko połowę powierzchni osuwiskowej przy małej ich ilości). Duże powierzchnie zajmują także osuwiska stokowo-zbozowe rozpoczynające się na stoku, a czołami sięgające den dolin. Wśród osuwisk największą grupę pod względem zajmowanej powierzchni, jak i ilości (około 50%), stanowią osuwiska powstałe na piaskowcach magurskich, co związane jest z tym, że piaskowce te budują 60,9% powierzchni stoków dorzecza Koszarawy i są najbardziej miększym ogniwem oraz ich wychodnie przeważają na omawianym obszarze.

Z danych przedstawionych w pracy Wójcika (2002) wynika, że najbardziej osuwiskowe są ogniwa piaskowcowe (piaskowce ze Szczawiny, piaskowce magurskie). Natomiast uważane dotychczas za bardziej osuwiskowe serie łupkowe np. łupki pstre i warstwy podmagurskie charakteryzują się 2–5-krotnie niższą osuwiskowością niż serie piaskowcowe. Związane jest to prawdopodobnie z faktem, że z serii fliszu karpackiego o znacznym udziale piaskowców zbudowane są grzbiety i bardziej strome stoki, natomiast z ogniw łupkowych, jako mniej odpornych, zbudowane są stoki o mniejszych nachyleniach oraz dolne odcinki stoków.

Osuwiskowość piaskowców magurskich zaznacza się bardziej, gdy rozpatruje się wskaźnik osuwiskowości dla osuwisk powstałych wyłącznie na jednego typu osadach wchodzących w skład określonego wydzielenia litostratygraficznego. Jest on znacznie większy w stosunku do serii skalnych o przewadze łupków czy fliszu normalnego. Wynika z tego, że najbardziej sprzyjające warunki do powstania i rozwoju osuwisk występują na obszarach wychodni piaskowców magurskich oraz na ich kontakcie z innymi ogniwami.

Jedno z bardziej interesujących osuwisk znajduje się na zachód od Jeleśni w rejonie Pewli Wielkiej. Z danych zamieszczonych w kronikach A. Komonieckiego wynika, że osuwisko określane jako Piekielko zeszło ze zboczy Janikowej Grapy do doliny potoku Pewlica. Było ono czynne najprawdopodobniej w drugiej połowie XVII w., a jego uruchomienie spowodowało powstanie okresowego jeziora w dolinie Pewlicy „tak głębokiego, że widoczne były tylko czubki świerków” jak opisane to zostało w kronikach A. Komonieckiego na początku XVIII w. (Nowalicki, 1972).

Największe osuwiska, o powierzchni powyżej 50 ha, występują na stokach Romanki. Największe z nich (na północno-zachodnich stokach) ma prawie 119 ha powierzchni i 2140 m długości. Na stokach o ekspozycji wschodniej rozwinęło się szereg osuwisk wyłącznie na piaskowcach magurskich, w lejach źródłowych potoków. Największe z nich znajduje się w leju źródłowym potoku Ciemnego i zajmuje ponad 100 ha powierzchni. Rozpoczyna się ono na grzbiecie Romanki prostolinijną niszą o wysokości 5–20 m i kierunku SW–NE, poniżej której znajduje się rów rozpadlinowy o głębokości 1–5 m i długości około 200 m. Równoległe do rowu w obrębie spłaszczenia grzbietowego występuje szereg szczelin i rozpadlin o szerokości od paru centymetrów do 2,5 m i głębokości 0,5–5,0 m, powstałych na skutek rozsuwania się pakietów piaskowców magurskich. Równoległe do przebiegu niszy występuje strefa o szerokości 200–350 m, gdzie w budowie koluwiów dominują duże bloki i głazy piaskowcowe. Osuwisko to opada w dół szeregiem stopni i zerw, niekiedy wstecznie przechylonych, z których najwyższe progi mają wysokość do 30 m i występują na wysokości 1050–1100 m n. p. m. W dolnej części omawianego osuwiska koluwia rozcięte są na głębokość 5–8 m przez potok odwadniający ten obszar.

Duża liczba dużych osuwisk (zajmujących prawie 22% powierzchni stoków) występuje na stokach grzbietu Lasku, wznoszącego się między doliną Koszarawy a doliną potoku Pawlica. Na stokach południowo-wschodnich nad Koszarawą występują obok siebie dwa duże osuwiska rozpoczynające się od linii grzbietu, a jezorama schodzące do dna doliny. Związane są z zaangażowaną tektonicznie strefą nasunięć i obszarem występowania łupków pstrych oraz warstw hieroglifowych. Jednym z największych jest osuwisko zwane Zapadziskiem. Należy do osuwisk zbieżnych o kilku niszach i wspólnym jezorze i zajmuje powierzchnię około 60 ha. Rozpoczyna się ono w strefie grzbietowej Lasku skarpami o wysokości 5–20 m, poniżej których występują blokowiska i gładzowiska. U podnóża niektórych z nich znajdują się okresowe jeziora oraz rowy i wały zbudowane z bloków. W części środkowej zasięg osuwiska znacznie się zwęża i na tym odcinku wykształciła się krótka rynna osuwiskowa o wklęsłym profilu poprzecznym. Najmniejszą szerokość osuwisko ma w dolnej części, w obrębie jezora osuwiskowego, którego czoło sięga do współczesnego koryta Koszarawy, a jego nasunięcie jest datowane na 3730 lat BP (Wójcik, 1997). Jest to dotychczas jedyne datowane osuwisko w tym rejonie. Miąższość koluwiów w dolnej części jezora wynosi 4–15 m, a w środkowej prawdopodobnie jest rzędu 30 m.

Równoległe, na północ od opisanego powyżej osuwiska Zapadzisko rozwinęło się osuwisko, które zajmuje powierzchnię ponad 66 ha. Prawie na całej długości ma ono zbliżoną szerokość. Rozpoczyna się skarpią główną i rowem rozpadlinowym, a wzdłuż jego granic występują skarpy rynien lub czoła jezorów nasuniętych koluwiów w postaci skib. W środkowej części osuwiska występuje stosunkowo duże zagłębienie bezodpływowe. Jest to osuwisko złożone, utworzone w kilku etapach ruchów. Najbardziej interesującym jego elementem jest wysokie czoło jezora sięgające koryta rzeki Koszarawy.

Jęzor ten wznosi się blisko 30-metrowej wysokości skarpą nad korytem rzeki, w której odsłaniają się kilkumetrowej miąższości pakiety skalne, zbudowane z piaskowców i łupków, nasunięte na plejstocenske żwiry rzeczne.

c. Holocen

Żwiry, głązy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów akumulacyjnych (a w górnych odcinkach skalno-akumulacyjnych) 2,5–5,0 m n.p. rzeki występują głównie w większych dolinach rzecznych. W mniejszych, zbudowane są z nich najczęściej 2–3 wąskie stopnie tarasowe. W strefach ujść bocznych dopływów nadbudowane są one przez stożki napływowe i wówczas ich wysokość wzrasta do 6–7 m. Takie dobrze rozwinięte stożki znajdują się przy ujściu potoków: Przyłękówki, Pewlicy, Glinnej i Głuchej.

Tarasы zajmują prawie całą szerokość den dolinnych. W górnych odcinkach dolin osady rzeczne występują na cokołach skalnych o wysokości 0,2–3,0 m, a miąższość pokrywy żwirowo-gliniastej wynosi 0,5–3,0 m. Tarasы te są bardzo słabo rozwinięte wzdłuż potoku Sopotnia Mała. Spowodowane jest to głębokim rozcięciem tarasu z okresu zlodowaceń północnopolskich (do 12 m) i wymieceniem osadów z wąskiego dna doliny podczas większych wezbrań powodziowych.

Omawiane tarasы zbudowane są głównie ze żwirów i otoczków fliszowych, przeciętnie o średnicy 5–20 cm oraz glin i piasków aluwialnych o miąższości 0,5–1,5 m. Materiał żwirowy jest źle wysortowany i nie wykazuje warstwowania. W sztucznych odsłonięciach obserwowano pojedyncze soczewkowate wkładki piasków gruboziarnistych, glin oraz piasków i glin z kawałkami drewna.

Gliny, iły, mułki oraz żwiry i piaski den dolinnych wydzielono tylko na terenie Kotliny Jeleśni, gdzie zajmują płaskie dna dolin, np. Suseńskiego Potoku.

Głązy, żwiry, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki i kamieńców. Wzdłuż dolin Sopotni Wielkiej i Koszarawy wydzielono osady złożone głównie ze żwirów i głązów (kamieńce) z domieszką piasków i mułków. Zajmują one stosunkowo małe powierzchnie. Żwiry i otoczki fliszowe są średnio- i dobrze obtoczone, a ich średnica waha się od 5 cm do 30–50 cm, przeważnie jednak – 10–15 cm. Otoczki występują w glinach piaszczystych i piaskach gruboziarnistych, przy czym osady te nie są warstwowane. Miejscami w tłoku żwirowym występują podłużne, wyklinowujące się warstwy glin i piasków, w postaci wąskich soczewek. Lokalnie w obrębie kamieńców oraz łąch przykorytowych występuje bruk erozyjny o dachówkowatym ułożeniu żwirów.

Powierzchnia omawianych tarasów oraz ich budowa ulegają zmianom podczas każdego większego wezbrania powodziowego. Wtedy są one nadbudowywane glinami oraz nadsypywane kamieńcami, a także rozcinane przez koryta wtórne.

Torfy stwierdzone zostały w dolinie potoku Sopotni Wielkiej w obrębie zagłębień bezodpływowych, po lewej stronie rzeki w Jeleśni na powierzchni tarasów rzecznych z ostatniego zlodowacenia. Wypełniają one także zagłębienia w obrębie osuwisk, np. zagłębienie polodowcowe pod Pilskiem na Hali Miziowej. Niższa część torfów z zagłębienia pod Pilskiem według wstępnych oznaczeń pochodzi z optimum klimatycznego holocenu. Występują one również na stokach o małym nachyleniu przy źródłach, jak i na spłaszczeniach grzbietowych. Miąższość torfów nie jest duża, a szczątki roślinne są słabo rozłożone. Torfy te są wieku młodoholocenijskiego.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Cały obszar arkusza zajmuje płaszczowina magurska (tabl. III, IV, V). Utwory należące do płaszczowiny śląskiej występujące w rejonie Sopotni Małej są porwakiem tektonicznym (tabl. IV; Sikora, 1968) i omówione zostaną łącznie z płaszczowiną magurską.

W obrębie **płaszczowiny magurskiej**, przesuwając się od wnętrza w kierunku jej nasunięcia na jednostki zewnętrzne (z SE na NW), można wyróżnić odrębne jednostki tektoniczne pokrywające się ze strefami facjalnymi (Żelaźniewicz i in., 2011): strefę bystrzycką (sądecką) (płaszczowinę magurską – bystrzycką (sądecką)), strefę raczańską (płaszczowinę magurską – raczańską) (wewnętrzna B – wg Sikory, Żytka, 1960) i strefę Siar (płaszczowinę magurską – Siar) (zewnętrzna A).

Strefa bystrzycka jest nasunięta pod kątem około 30–40° na różne struktury strefy raczańskiej. Na terenie polskiej części arkusza zajmuje ona niewielką powierzchnię. Linia nasunięcia ciągnie się z południa na północ w kierunku Kamiennej, następnie skręca na wschód przez wieś Krzyżówki, przyjmując kierunek mniej więcej równoleżnikowy. W rejonie Przełęczy Podgórskiej przechodzi na teren Słowacji.

Brzeźna łuska tej strefy – łuska Westki, zbudowana jest z warstw inoceramowych, łupków pstrych, warstw: beloweskich, łąckich i magurskich, które zapadają monoklinalnie na wschód, bądź na południe. Na południe od Krzyżówek jest ona silnie strzaskana i zaburzona dyslokacjami poprzecznymi.

Do strefy bystrzyckiej należy też prawdopodobnie czapka tektoniczna zbudowana z leżących prawie poziomo piaskowców magurskich, znajdująca się w okolicy Korbielowa. Spoczywa ona na różnych utworach siodła Korbielowa strefy raczańskiej.

Strefa raczańska posiada zróżnicowaną tektonikę w części zachodniej i w części wschodniej obszaru arkusza (na zachód i na wschód od linii Góra Westka–Jeleśnia). W części wschodniej występują struktury o kierunku SW–NE. Dalej w kierunku wschodnim mają one przebieg zbliżony do W–E. W części zachodniej oprócz struktur o kierunku SW–NE występują struktury o kierunku NW–SE. Granica między strefą Siar a strefą raczańską, w części zachodniej ma charakter wyraźnego kilku-

kilometrowego nasunięcia, przecinającego skośnie struktury należące do strefy Siar, a w części wschodniej nasunięcie to jest mniejsze i przebiega równoległe do tych struktur. Jak wynika z danych Książkiewicza (1958a, 1966, 1974) dalej na wschód, poza obszarem arkusza, przejścia między tymi strefami są ciągłe.

Najbardziej zewnętrznym elementem o kierunku SW–NE w części zachodniej omawianej strefy jest siodło Rajczy–Zimnej Roztoki. Zbudowane jest ono głównie z piaskowców hieroglifowych (z Grzechyni) i z piaskowców pasierbieckich. W jądrze siodła pojawiają się ponadto warstwy inoceramowe i eoceńskie łupki pstre. Siodło to jest obalone ku północy, złuskowane, miejscami wtórnie sfałdowane i zaburzone dyslokacjami poprzecznymi. Kierunek osi fałdu na terenie Sopotni Małej (wschodnia część siodła) staje się bardziej równoleżnikowy.

Odrębny element tektoniczny w obrębie płaszczowiny magurskiej – łuska Sopotni Małej, zawiera porwak tektoniczny płaszczowiny śląskiej. Łuska ta jest wydłużona, a jej szerokość wynosi około 0,5 km. Kierunek osi łuski jest zgodny z kierunkiem siodła Rajczy–Zimnej Roztoki. W jej jądrze ukazują się łupki cieszyńskie górne w otoczeniu warstw krośnieńskich serii śląskiej. Utwory te wklonowane są w warstwy inoceramowe płaszczowiny magurskiej.

Na utwory siodła Rajczy–Zimnej Roztoki nasuwają się piaskowce magurskie szerokiego łęku Romanki. Jako całość ma on kierunek SW–NE. Biegi warstw jednak są do tego kierunku prostopadłe, z upadem ku północnemu wschodowi.

Skreślenie płyty piaskowca magurskiego przyczyniło się do powstania struktur o kierunku NW–SE. Największymi tego typu strukturami (od północy) są: łuska Przyborowa z piaskowcami pasierbieckimi i warstwami hieroglifowymi oraz łuski Sopotni Wielkiej i Kamiennego z warstwami inoceramowymi, łupkami pstryimi i warstwami hieroglifowymi z Grzechyni. Łuski te są obalone na SW i nasunięte na piaskowce magurskie. Kilka mniejszych łusek można też wyróżnić między Sopotnią Małą i Sopotnią Wielką, a także na północnym zboczu masywu Pilska.

Kolejną strukturą o kierunku SW–NE jest siodło Zapolanki–Szczawiny. Na piaskowce magurskie łęku Romanki nasuwa się w rejonie masywu Pilska zredukowane, odwrócone skrzydło tego siodła utworzone z piaskowców pasierbieckich, łupków pstrych i warstw inoceramowych. W jądrze siodła pojawiają się łupki pstre z Cebuli i piaskowce ze Szczawiny. Siodło to ograniczone jest od północy nachyloną na południe dyslokacją, wzdłuż której następuje kontakt utworów siodła z piaskowcami magurskimi łęku Romanki.

Odwodowym łękiem siodła Zapolanki–Szczawiny jest łęk Pilska utworzony z piaskowców magurskich. Łęk ten od północnego wschodu ograniczony jest łuską Kamiennego, ku wschodowi zaś chowa się pod nasunięcie strefy bystrzyckiej.

W części północno-wschodniej obszaru arkusza najbardziej zewnętrznym elementem jest siodło Koszarawy–Grzechyni (tabl. IV). Właściwa część siodła biegnie od Przyborowa przez Koszarawę poza granice terenu arkusza. Siodło to, obalone ku północnemu-zachodowi, jest silnie złuskowane i poprzecinane dyslokacjami. Zbudowane jest ono z łupków pstrych, piaskowców pasierbieckich i warstw hieroglifowych (z Grzechyni). Na linii rzeki Koszarawy nasunięte jest na piaskowce magurskie łęku Solniska strefy Siar. Między Przyborowem a Krzyżową siodło to jest reprezentowane tylko przez strzępy łupków pstrych, piaskowców pasierbieckich i hieroglifowych, pozostawionych na brzegu płyty piaskowców magurskich nasuwających się na strefę Siar. Siodło Koszarawy–Grzechyni stanowi prawdopodobnie odpowiednik siodła Rajczy–Zimnej Roztoki z zachodniej części terenu arkusza. Obie części wielkiego elementu strukturalnego zostały rozerwane systemem dyslokacji. Część zachodnia została przesunięta ku północnemu zachodowi.

Odwodową synkliną siodła Koszarawy–Grzechyni jest łęk Przyborowca–Jałowca, stanowiący odpowiednik łęku Romanki. Łęk ten jest zbudowany z piaskowców magurskich. Na zachód od potoku Głuchego jest on stosunkowo wąski, warstwy zapadają monoklinalnie, a na wschód od tego potoku rozszerza się. Jego skrzydło południowe jest tu normalne, tzn. warstwy zapadają ku osi łęku. Jest to struktura obalona ku północy i złuskowana, poprzecinana poprzecznymi uskokami, zbudowana z łupków pstrych, warstw hieroglifowych i piaskowców osieleckich. Na wschodzie łęk Przyborowca–Jałowca ograniczony jest od południa siodłem Korbielowa.

Odwodową strukturą siodła Barańca jest łęk Kolistego Gronia (tabl. IV) zbudowany z zapadających monoklinalnie na południe piaskowców magurskich. Kolejną wielką strukturą jest siodło Korbielowa. Siodło to w rejonie Kamiennej jest szerokie. Odslaniają się w nim warstwy inoceramowe leżące w pozycji odwróconej na łupkach pstrych i warstwach hieroglifowych. Częściowo chowa się ono w tym rejonie pod nasunięcie strefy bystrzyckiej. Siodło to biegnie dalej w kierunku wschodnim, aż do granicy państwa, na południe od Przełęczy Mędralowej. Zapewne przedłuża się dalej na wschód przez obszar Słowacji i pojawia się znowu w Polsce na przedpolu Babiej Góry jako siodło Barańca i Korbielowa. Na całym obszarze siodło to jest nachylone ku północy i złuskowane. Na zachód od potoku Glinna jest ono rozerwane na łuski. Jego odpowiednikiem na zachodzie jest zapewne siodło Zapolanki–Szczawiny.

Odwodowym łękiem siodła Korbielowa jest łęk: Jaworzyny–Babiej Góry, a także siodło Barańca. Zbudowane są one z piaskowców magurskich, a przedzielone obszarem leżącym na terenie Słowacji. Łęk Jaworzyny ku zachodowi chowa się pod nasunięcie strefy bystrzyckiej. Być może jego odpowiednikiem jest dalej na zachodzie (poza terenem arkusza) – łęk Pilska.

Siodła i łęki **strefy Siar** mają przebieg SW–NE. Najbardziej wysuniętą na północny zachód częścią omawianej strefy (naroże arkusza) jest łęk Wolentarskiego Gronia, zbudowany z łupków

z Zembrzyc. Skrzydło południowe łęku jest węższe i obalone wstecznie ku północy. Kolejnym elementem strukturalnym jest siodło Świnnej, na lewym brzegu Koszarawy wyznaczone pasem pstrych łupków, a na prawym (oddzielone uskokiem Jeleśni) rozszerzające się i zawierające warstwy inoceramowe w jądrze. Siodło Świnnej jest lokalnie sfałdowane, czego wynikiem jest łęk Kielbasowego Lasu, zbudowany z piaskowców magurskich.

Następnymi ku południowi elementami tektonicznymi są łęk Kiczory i łęk Bakowa, stanowiące w zasadzie monoklinalną, zapadającą ku południowi płytę piaskowców magurskich. Na nią nasuwają się siodła Bystrej i Pewli Wielkiej z łupkami pstrymi i piaskowcami ciężkowickimi, a w rejonie Sopotni Małej z piaskowcami z Jaworzynki w jądrze. Siodło to jest obalone ku północy i w znacznym stopniu złuskowane. W rejonie Sopotni Małej jest ono wąskie, a na terenie Pewli Wielkiej rozszerzone. W Sopotni Małej siodło Bystrej chowa się pod nasunięcie strefy raczańskiej. W rejonie Jeleśni i Pewli Wielkiej jego odwodową część stanowi dość szeroki łęk Zagrodzkiego Gronia zbudowany z zapadających monoklinalnie na południe piaskowców magurskich.

Kolejnym elementem jest obalone ku północy siodło Krzyżowej–Stryszawy. Na lewym brzegu Koszarawy jest ono szerokie, a w jego jądrze występują warstwy inoceramowe. Na prawym brzegu, po wschodniej stronie uskoku Głuchej, siodło jest wąskie, zdecydowanie złuskowane, miejscami zredukowane i przerywane lokalnymi uskokiemi. Jego odwodową część stanowi łęk Solniska zbudowany z piaskowców magurskich, zlewający się na północy z łękiem Zagrodzkiego Gronia. Łęk Solniska jest najbardziej na południe nasuniętym elementem strefy raczańskiej.

Siodła strefy raczańskiej zewnętrznej są obalone ku północy i często złuskowane. Osie łęków są położone asymetrycznie, przy skrzydłach południowych i nachylone ku północy, dzięki czemu warstwy budujące synkliny mają na dużej przestrzeni ułożenie monoklinalne.

Dyslokacje poprzeczne odgrywają ogromną rolę w tektonice omawianego obszaru i przecinają miejscami obie strefy (raczańską i bystrzycką). Są to uskoki o charakterze zrzutowym bądź też przesuwczym lub zrzutowo-przesuwczym.

Największe uskoki występują w centralnej części obszaru arkusza. Potężnym systemem dyslokacji poprzecznych jest uskok Głuchej i uskok Jeleśni ciągnące się z rejonu Świnnej przez Jeleśnię, Przyborów i dolinę potoku Głuchego na teren Słowacji. Uskoki mają wyraźny charakter zrzutowy. W części północno-zachodniej zrzucają skrzydła południowo-zachodnie, w części centralnej północno-wschodnie, a w części południowej – zachodnie.

Drugim wielkim uskokiem jest uskok Glinnego mający charakter zrzutowo-przesuwczy. Ma on kierunek w przybliżeniu południkowy. Ciągnie się z Jeleśni, doliną Glinnej do Korbielowa, gdzie zapewne chowa się pod nasunięcie strefy bystrzyckiej, bądź pod nasuniętą łuskę Kamiennego.

Pomiędzy uskokiem Głuchej, a uskokiem Glinnego znajduje się zrzutowo-przesuwczy uskok Krzyżówek, biegnący od Przyborowa, doliną potoku Jabłonów przez Krzyżówki na przełęcz między Westką a Beskidem.

System uskoków Glinnego, Krzyżówek, Głuchej i Jeleśni spowodował rozerwanie i poprzesuwanie strefy wewnętrznej raczańskiej, a zwłaszcza płyty piaskowców magurskich łęku Romanki–Przyborowca–Jałowca. Płyta ta w części zachodniej uległa ponadto skręceniu o 90°, nasuwając się zdecydowanie na strefę zewnętrzną i deformując siodła Rajczy–Zimnej Roztoki, Koszarawy–Grzechyni i Zapolanki–Szczawiny–Korbielowa. System wyżej wymienionych uskoków wyznacza też obszar występowania strefy bystrzyckiej na obszarze arkusza Jeleśnia. Udział uskoków w budowie geologicznej strefy zewnętrznej raczańskiej zaznaczył się w stopniu nieco mniejszym.

Oprócz wielkich uskoków, na obszarze arkusza występuje szereg drobniejszych dyslokacji poprzecznych. Mają one z reguły charakter przesuwczy. Przecinają siodło Zapolanki–Szczawiny i przyległą część strefy zewnętrznej raczańskiej. Kilka większych uskoków można wyróżnić w obrębie łęku Romanki, największy z nich biegnie doliną potoku Sopotni Wielkiej. Systemem uskoków obcięte jest też siodło Zapolanki–Szczawiny. Systemy uskoków poprzecznych rozrywają łuskę Westki, a także siodła Korbielowa, Barańca, Policy oraz Krzyżowej–Stryszawy.

Na terenie omawianego arkusza stwierdzono występowanie małego zapadliska w Kotlinie Jeleśni, związanego z występowaniem młodych ruchów tektonicznych. Z przeprowadzonych badań w dolinach dorzecza Koszarawy wynika, że zarejestrowany system tarasów skalno-akumulacyjnych i akumulacyjnych wytworzył się pod wpływem zmieniających się warunków klimatycznych i ruchów tektonicznych. Zaburzenia stwierdzone w profilach podłużnych tarasów świadczą o ruchach tektonicznych w interglacjale wielkim i na przełomie zlodowacenia północnopolskie–holocen. Najmłodsze ruchy tektoniczne (po ostatnim zlodowaceniu) zaznaczyły się zróżnicowanym pogłębianiem dolin Sopotni Małej, Sopotni Wielkiej, Glinnej i Koszarawy.

Największe zaburzenia w profilach podłużnych tarasów występują na pograniczu dwu jednostek geomorfologicznych – Beskidu Żywieckiego i Obniżenia Jabłonkowskiego, w strefie nasunięcia strefy raczańskiej na strefę Siar. Największe zniekształcenia tarasów w profilu podłużnym zaznaczają się w dolinie Sopotni Wielkiej. W dolnym odcinku, między korytem Sopotni Wielkiej a Suseńskim Potokiem, osady rzeczne ze zlodowaceń środkowopolskich nie posiadają cokołu, a ich podłoże znajduje się 0–22 m poniżej koryta Sopotni Wielkiej. Miąższość aluwii przekracza tutaj trzykrotnie najbardziej miąższe pokrywy aluwialne z innych odcinków dolin. Znaczna miąższość aluwii, występująca między korytami Sopotni Wielkiej i Suseńskiego Potoku oraz brak ich na wschód od tego potoku wiąże się z intensywniejszym obniżaniem (Wójcik, 1977), które przypuszczalnie rozpoczęło się już w interglacjale wielkim (Mindel/Riss).

Największe zniekształcenia wysokości cokołów w profilach podłużnych uzyskano dla tarasów z ostatniego zlodowacenia, zwłaszcza dla poprzecznych dolin Sopotni Wielkiej i Sopotni Małej. W dolinie Sopotni Małej wysokość tarasu rośnie w górę doliny z 7,5 m (w dolnym odcinku) do 11,5–12,0 m (w górnym odcinku). Z wysokością tarasu rośnie wysokość cokołu skalnego od 3,5 m do 9,0 m. Podobna sytuacja występuje w dolinie Sopotni Wielkiej, wzdłuż której wysokość tarasu z ostatniego zlodowacenia rośnie od 6,0–6,5 m do 12–13 m w rejonie wodospadu, a wysokość cokołu od 3,6 m do 8,0 m. Powyżej wodospadu wysokość tarasu z ostatniego zlodowacenia jest stała i wynosi 5,5–6,0 m, a jej cokołu 4,0–4,5 m.

Maksymalne deformacje we wszystkich dolinach wyznaczają strefę pokrywającą się z przebiegiem struktur fałdowych w tym rejonie, w strefie raczańskiej. W profilu podłużnym Koszarawy taras z ostatniego zlodowacenia utrzymuje się na jednej wysokości, natomiast podłoże tarasu obniża się z biegiem rzeki (od 1,3 m w rejonie Przyborowa do 7 m w Kotlinie Jeleśni i ponad 9 m poniżej współczesnego koryta w rejonie Żywca). Zjawisko to trudno tłumaczyć samymi procesami erozji rzecznej i akumulacji. Obniżanie się podłoża tarasu w kierunku Kotliny Żywieckiej wskazuje na występowanie ruchów podnoszących w górnym odcinku, a brak ich w dolnym.

Występowanie tarasów skalno-akumulacyjnych w lewostronnych dopływach Koszarawy, powyżej Kotliny Jeleśni, może mieć związek z nasunięciem strefy raczańskiej na strefę Siar. Można przypuszczać, że rejon ten był czynny tektonicznie w czwartorzędzie. Ruchy takie miały miejsce również w holocenie, na co wskazywałoby wykształcenie tarasów powyżej, jak i poniżej strefy nasunięcia. Występowanie w dnie Kotliny Jeleśni tarasu akumulacyjnego z ostatniego zlodowacenia, na północ od linii nasunięcia, może wskazywać na względne obniżanie Kotliny Jeleśni. Tarasy z ostatniego zlodowacenia w poprzecznych dolinach Sopotni Małej i Sopotni Wielkiej oraz Glinnej tworzą jedną powierzchnię ciągnącą się wzdłuż doliny. Mają one zmienną wysokość w profilach podłużnych, co może być uznawane za przejaw ruchów typu fałdowego lub blokowego.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi utworami na obszarze objętym arkuszem Jeleśnia są łupki cieszyńskie górne, występujące w postaci niewielkiego porwaka tektonicznego, podobnie jak najmłodsze warstwy krosieńskie (tab. 1).

Wyróżnia się pięć etapów rozwoju basenu magurskiego. Pierwszy miał miejsce w jurze środkowej, kiedy nastąpiło otwarcie basenu (Oszczypko, 1992b; Golonka i in., 2000a). Drugim etapem była późnojurajsko-cenomańska sedymentacja pelagiczna. Od turonu do późnego oligocenu miał miejsce trzeci etap, który był zdominowany przez sedymentację turbidytową. W obrębie etapu trzeciego wyróżniono trzy pełne cykle turbidytowe, które zaczynały się hemipelagicznymi osadami basenowymi

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia			Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	System			
C z w a r t o r z e d o w e d z i e n i e	H o l o c e n		Torfy — ${}_{t}Q_h$ Głazy, żwiry, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki i kamieńców — ${}_{g^1}Q_h^{(I)}$ Gliny, ily, mułki oraz żwiry i piaski den dolinnych — ${}_{g}Q_h^f$ Żwiry, głazy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów 2,5–5,0 m n.p. rzeki — ${}_{z}Q_h^{(IV)}$	Akumulacja mineralna i organiczna w starorzeczach, akumulacja organiczna w zagłębieniach bezodpływowych i rynnach erozyjnych Akumulacja rzeczna w dnach dolin, w strefach przykorytowych Akumulacja rzeczna w dnach dolin, głównie w czasie wezbrań powodziowych, zarówno gruboklastyczna (żwiry i piaski), jak i drobnoziarnista (mady)	
			Rumosze skalne i bloki koluwalne — ${}_{ru}^kQ$ Iły, gliny, gliny z rumoszami skalnymi oraz glazami i blokami (pakiety osuniętego fliszu) koluwalne — ${}_{i}^kQ$	Grawitacyjne ruchy masowe (osuwickowe). Akumulacja osadów koluwalnych	
	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c i a n i e	Zlodowacenia północnopolskie Zlodowacenie Wisły	Gliny z rumoszami skalnymi deluwialno-koluwalne (soliflukcyjne) — ${}_{g}^{dk}Q_{p^4}^B$ Gliny, miejscami gliny z rumoszami skalnymi deluwialne, soliflukcyjne, zwietrzelinowe i eoliczne — ${}_{g}^dQ_{p^4}^B$ Rumosze skalne (gołoborza) — ${}_{ru}^zQ_{p^4}^B$ Żwiry, głazy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów 6,0–12,0 m n.p. rzeki — ${}_{z}Q_{p^4}^{B(III)}$ Iły, gliny i bloki lodowcowe (morenowe) — ${}_{i}^gQ_{p^4}^B$	Splukiwanie i spelzwanie pokryw stokowych w warunkach klimatu zimnego, denudacja i akumulacja osadów zwietrzelinowych w dolnych częściach stoków przy znacznym udziale soliflukcji i splukiwania oraz dodatkowo przy udziale procesów eolicznych Silne wietrzenie wychodni skalnych i tworzenie pokryw blokowych poniżej wychodni piaskowcowych Akumulacja rzeczna w dnach dolin rzek roztokowych, lokalnie erozja Dostawa materiału do koryt rzecznych Transgresja i regresja lodowca na Pilsku i akumulacja osadów lodowcowych przed jego czołem
			Interglacjał eemski		Wietrzenie chemiczne, erozja wgłębna w dnach dolin, lokalnie akumulacja osadów rzecznych w czasie wezbrań powodziowych
			Zlodowacenia środkowopolskie	Żwiry, głazy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów 12,0–20,0 m n.p. rzeki — ${}_{z}Q_{p^3}^{(II)}$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin rzek roztokowych, lokalnie erozja Dostawa materiału do koryt rzecznych Akumulacja eoliczna utworów pyłowych na stokach, spłaszczonych garbach i starszych tarasach
			Interglacjał wielki		Erozja rzeczna, powstanie głębokich rozcięć w starszych osadach czwartorzędowych
			Zlodowacenia południowopolskie	Żwiry, głazy, piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów 25,0–40,0 m n.p. rzeki — ${}_{z}Q_{p^2}^{(I)}$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin rzek roztokowych, lokalnie erozja Dostawa materiału do koryt rzecznych
			Zlodowacenia najstarsze		Akumulacja i erozja rzeczna
	Neogen	Pliocen		Dalsze ruchy nasuwcze, fałdowanie osadów mioceńskich przed czołem nasuwających się Karpat. Ruchy podnoszące i erozja rzeczna, powstanie głównych założeń sieci erozyjnej. Utworzenie powierzchni częściowego zrównania	

Paleogen-neogen	Oligocen-miocen			<p>Nasunięcie Karpat na obszar zapadliska przedkarpackiego</p> <p>Akumulacja morska molasowa na terenie zapadliska przedkarpackiego</p> <p>Akumulacja morska i chemiczna na terenie Karpat, jak i zapadliska</p> <p>Akumulacja osadów morskich mioceńskich na erozyjnej powierzchni w Karpatach</p> <p>Transgresja i akumulacja osadów węglanowych, serii ilastych i piaszczystych w obniżeniach</p> <p>Transgresja morska na Karpaty, abrazja starszych serii skalnych i dalsza subsydencja</p> <p>Subsydencja i utworzenie zapadliska przedkarpackiego</p> <p>Erozja utworów fliszowych, akumulacja serii olistostromowych</p> <p>Łądowanie Karpat</p> <p>Sedymentacja morska w wypływającym się basenie fliszowym</p>
				<p>Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych, jej zróżnicowanie uzależnione od warunków lokalnych oraz ruchów tektonicznych</p>
Paleocen	Oligocen		<p>Łupki i piaskowce cienkoławicowe – warstwy krośnieńskie — $_{lpc}O1$ [ś]</p>	<p>Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych, przeważnie głębokomorska</p>
	Eocen-oligocen		<p>Łupki i piaskowce – warstwy nadmagurskie (budzowskie) — $_{l}E-O1$ [mS]</p>	
	Eocen		<p>Piaskowce muskowitzowe, gruboławicowe i łupki – warstwy (piaskowce) magurskie — $_{pcM}E$ [mb]</p> <p>Piaskowce glaukonitowe i muskowitzowe gruboławicowe, oraz łupki – warstwy (piaskowce) magurskie — $_{pcGk}E$ [mr]</p> <p>Piaskowce glaukonitowe, gruboławicowe i łupki – warstwy (piaskowce) magurskie — $_{pc}E$ [mS]</p> <p>Łupki, margle i piaskowce (łupki z Zembrzyc) – warstwy podmagurskie — $_{lme}E$ [mS]</p> <p>Piaskowce cienkoławicowe i łupki (warstwy z Grzechyni) – warstwy hieroglifowe — $_{pcl}E$ [mr]</p> <p>Margle (warstwy z Grzechyni) – warstwy hieroglifowe — $_{me}E$ [mr]</p> <p>Piaskowce średnioławicowe i gruboławicowe oraz łupki – piaskowce osieleckie — $_{pcl}E$ [mr]</p> <p>Margle, piaskowce, zlepienie i łupki – warstwy łąckie — $_{me}E$ [mb]</p> <p>Piaskowce gruboławicowe i zlepienie z wkładkami łupków (piaskowce pasierbieckie) — $_{pczc}E$ [mr]</p> <p>Łupki i piaskowce cienkoławicowe – warstwy belowskie — $_{lpc}E$ [mb]</p> <p>Piaskowce gruboławicowe, zlepienie i łupki pstre (piaskowce ze Skawiec; piaskowce ciężkowickie) — $_{pc}E$ [mS][mr]</p> <p>Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych – łupki pstre — $_{lpc}E$ [mr][mb]</p>	<p>Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych, jej zróżnicowanie uzależnione od warunków lokalnych oraz ruchów tektonicznych</p> <p>Powstanie paleogeńskiej powierzchni zrównania na obszarze platformy, w basenie Karpat zewnętrznych nadal zróżnicowana sedymentacja morska</p> <p>Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych</p>
			Paleocen-eocen	
Paleocen			<p>Piaskowce i łupki (piaskowce z Mutnego) — $_{pc}Pc$ [mS]</p>	

Kreda – paleogen	Kreda góma – paleogen	Mastrycht – paleocen	Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki – warstwy inoceramowe — $_{pc}Cr_m - Pc$ [mr] Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz margle fu-koidowe i łupki – warstwy inoceramowe — $_{pc}Cr_m - Pc$ [mr]	
	Santon – paleocen		Piaskowce, zlepienie i łupki (piaskowce z Krzyżowej) – warstwy inoceramowe — $_{pczc}Cr_{st} - Pc$ [mS] Piaskowce biotytowo-skaleniowe i łupki (piaskowce z Jaworzynki) – warstwy inoceramowe — $_{pcB}Cr_{st} - Pc$ [mS] Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki – warstwy inoceramowe — $_{pc}Cr_{st} - Pc$ [mb][mS]	Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych
Kreda	Kreda góma	Mastrycht	Piaskowce muskowitowe, gruboławicowe i łupki (piaskowce ze Szczawiny) – warstwy inoceramowe — $_{pcM}Cr_m$ [mr] Łupki pstre z wkładkami margli (łupki pstre z Cebuli) – warstwy inoceramowe — $_{lpe}Cr_m$ [mr]	Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych, przeważnie głębokomorska w obrębie jednostek zewnętrznych: śląskiej i skolskiej
	Kreda dolna	Walanżyn – hoteryw	Łupki z wkładkami piaskowców (łupki cieszyńskie górne) – warstwy cieszyńskie górne — $_tCr_{v-h}$ [ś]	Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych

[ś] seria śląska, [mS] seria magurska – Siar, [mb] seria magurska – bystrzycka, [mr] seria magurska – raczańska

(łupkami pstryimi), a kończyły cienkoławicowymi turbidytami: późnokredowo-paleoceński, paleoceńsko-środkowoceński i późnoeocześnie-oligocenieński. Końcowy etap rozwoju basenu magurskiego miał miejsce we wczesnym miocenie (Oszczypko, 1992a, b, 1999; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2006; Poprawa i in., 2006). W osadach cyklu późnokredowo-paleoceńskiego granice jednostek litostratigraficznych są izochroniczne, natomiast w utworach cyklu eocenieńskiego są diachroniczne. Diachroniczność ta była związana z lateralną progradacją podmorskiego stożka magurskiego (Oszczypko, 1992b, 1999; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2006). Utwory paleogenu obszaru badań deponowane były w środowisku głębokomorskim w wyniku grawitacyjnych ruchów masowych oraz z udziałem osadów tła depozycyjnego (hemipelagitów).

Na badanym obszarze, w obrębie serii magurskiej, wyróżniono trzy strefy facjalne: Siar, raczańską i bystrzycką, co związane jest ze zmianami w wykształceniu poszczególnych serii skalnych. W obrębie wymienionych stref zmiany facjalne można śledzić z południowego wschodu na północny zachód.

Utwory kredy górnej i częściowo paleocenu na całym obszarze badań są reprezentowane przez warstwy inoceramowe. W dolnej części profilu są to łupki pstre przykryte przez piaskowce ze Szczawiny. Warstwy inoceramowe miejscami są zastąpione przez ogniwo piaskowców biotytowych z Jaworzynki (rejon Sopotni Małej i Mutnego). Bardziej na południu obszaru badań, w strefie bystrzyckiej, w rejonie Korbielowa–Krzyżówek odsłania się jedynie stropowa część warstw inoceramowych.

Problematyka sedymentacji silikoklastycznej została opracowana przez Wójcik (2013). W północnej części basen magurski był ograniczony tzw. grzbietem przedmagurskim, zwanym również

grzbietem grybowskim (Oszczypko, 1973; Golonka i in., 2000a). Z tego grzbietu był dostarczany gruboklastyczny materiał, z którego utworzone zostały piaskowce z Mutnego (Golonka i in., 2000a; Golonka, Waškowska-Oliwa, 2007; Cieszkowski i in., 2007) reprezentujące paleoceńską sedymentację w brzeżnej części strefy Siar. Są to głównie osady frakcji średnioziarnistej z podrzędnie występującą frakcją gruboziarnistą i cienkimi wkładkami frakcji bardzo drobno- i drobnoziarnistej. Według modelu stożka podmorskiego piaskowce z Mutnego interpretowane są jako osady kanałowe stożka środkowego (Wójcik, 2013). Są to gruboławicowe turbidyty z wysoko gęstościowych prądów zawieszinowych (Wójcik, 2013). Natomiast dalej ku południowemu wschodowi, w strefie raczańskiej, osadziły się utwory bardziej gruboziarniste w postaci piaskowców zlepieńcowatych z Krzyżowej. Obszar alimentacyjny piaskowców z Mutnego i Krzyżowej znajdował się na północnym zachodzie. Pomiar paleotransportu wskazuje na kierunek z NE na SW (Sikora, Żytko, 1960; Wójcik, 2013; Ślącza, 1976).

W eocenie dolnym na całym obszarze nastąpiła zmiana w sedymentacji. Materiał grubo- i średnio-klastyczny został zastąpiony przez materiał bardzo drobnoklastyczny. Nastąpiła zmiana słabo natlenionych utworów sedymentacji turbidytowej, na sedymentację dobrze natlenionych utworów hemipelagicznych. We wszystkich strefach basenowych osadziły się łupki pstry. Nastąpiło ujednoczenie warunków sedymentacji.

W strefie Siar do łupków pstrych był dostarczany z północy gruboklastyczny materiał podobny do piaskowców ciężkowickich (rejon Pewli Wielkiej). Piaskowce ze Skawiec (ciężkowickie) były prawdopodobnie efektem sedymentacji osadów w kanałach oraz w formie lobów rozwiniętych u wylotu kanałów przez spływy o charakterze pośrednim między spływami rumoszowymi a prądami zawieszinowymi (Wójcik, 2013), podobnie jak to proponuje Leszczyński (1981), stanowią one najbardziej gruboziarnistą i gruboławicową fację eocenu dolnego. Piaskowce pasierbieckie wskazują bardzo duży rozrzut kierunków hieroglifów prądowych i wachlarzowate nakładanie się tych prądów.

Źródło, z którego mógł być dostarczany materiał do sedymentacji piaskowców ze Skawiec (ciężkowickich; eocen dolny) i piaskowców pasierbieckich (eocen środkowy) związane było z aktywnością grzbietu śląskiego, położonego w północno-zachodniej części basenu magurskiego (Oszczypko, 1992; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2006). U podnóża kordyliery śląskiej powstawały stożki, które zazębiały się bocznie z łupkami pstryymi lub cienkoławicowymi turbidytami (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2006). Inny pogląd prezentują Golonka i inni (2004) oraz Golonka i Waškowska-Oliwa (2007). Zakładają oni, że materiał do sedymentacji piaskowców ciężkowickich i pasierbieckich pochodził z grzbietu przedmagurskiego, który istniał już od kredy górnej (koniak) do końca eocenu.

W tym czasie, na południu, w strefie bystrzyckiej, nad łupkami pstryymi osadziły się warstwy beloweskie. Materiał w warstwach beloweskich to prawdopodobnie najdrobniejsza frakcja prądów schodzących z północy lub materiał pochodzący ze źródła znajdującego się na południu (Sikora, Żytko, 1960; Wójcik, 2013). Są to cienkoławicowe turbidyty odpowiadające osadom stożka

zewnątrznego (Wójcik, 2013), które można interpretować jako osady przejściowe od osadów równi basenowej, poprzez stożek zewnętrzny, do osadów stożka środkowego. Pomiar paleotransportu z warstw beloweskich wskazuje, że materiał, z którego są zbudowane, pochodził z południowego obszaru alimentacyjnego (Wójcik, 2013). Taką interpretację przedstawili wcześniej Sikora i Żytko (1960), a także sugerowali Książkiewicz (1962) i Oszczytko (1992b). Położenie źródła południowego nie jest znane i jest wciąż przedmiotem dyskusji. Na początku uważano, że znajdowało się ono w strefie przypienińskiej (Książkiewicz, red., 1962), a następnie sugerowano istnienie kordyliery południowomagurskiej (Sikora, 1971; Miśik i in., 1991). Jako źródło południowe wskazywano również południowe heterogeniczne pasmo orogeniczne, wypiętrzone po kampanie (Oszczytko, 1992b).

W eocenie środkowym w strefie Siar, sedymentacja łupków pstrych została zastąpiona sedymentacją łupków z Zembrzyc. W rejonie obszaru arkusza utwory warstw podmagurskich mają cechy wskazujące na sedymentację w obrębie subśrodowiska obrzeżenia lobów depozycyjnych (Wójcik, 2013). Pomierzone kierunki paleotransportu w łupkach z Zembrzyc wskazują na transport z NE na NW. Obszar źródłowy dla warstw podmagurskich znajdował się prawdopodobnie w obrębie grzbietu śląskiego (Oszczytko, 1992b; Oszczytko, Oszczytko-Clowes, 2006) lub przedmagurskiego (Golonka i in., 2000a).

Natomiast w strefie raczańskiej, nad łupkami pstrymi, osadzały się stopniowo warstwy hieroglifowe (z Grzechyni). Prawdopodobnie następowało facjalne zastępowanie łupków zembrzyckich strefy Siar przez warstwy hieroglifowe strefy raczańskiej. Lokalnie w południowo-wschodniej części strefy raczańskiej (rejon Przełęcz Głuchaczki) osadziły się drobnoziarniste, wapniste piaskowce osieleckie, które mogły zastępować warstwy hieroglifowe z Grzechyni. W tym czasie, w strefie bystrzyckiej nad warstwami beloweskimi osadziły się warstwy łąckie.

W eocenie górnym na całym obszarze rozwijały się piaskowce magurskie. Zmiana facjalna zaznacza się jedynie w rozmieszczeniu składników mineralnych takich jak glaukonit i mika, w wielkości frakcji osadzanego materiału oraz zmiennej ilości wkładek łupkowych. W strefie Siar występują piaskowce facji glaukonitowej o barwie zielonej. Są to głównie utwory drobnoziarniste ze zwiększoną ilością wkładek łupkowych. Natomiast w kierunku południowym (strefa raczańska i bystrzycka) zaznacza się strefa występowania piaskowców facji muskowitzowej o barwach popielatej i niebieskiej. Są to głównie utwory drobnoziarniste z występującymi miejscowo utworami gruboziarnistymi. Wkładki łupkowe stanowią tu element podrzędny w stosunku do piaskowców (Sikora, Żytko, 1960; Golonka, Wójcik, 1978b; Chodyń, 2002).

Na badanym obszarze piaskowce magurskie zostały zinterpretowane przez Wójcik (2013) jako wachlarze lobowe stożka zewnętrznego (osady turbidytowe). Pomierzone kierunki paleotransportu ze zwrotem na południowy zachód wskazują grzbiet śląski jako miejsce pochodzenia materiału klastycznego (Książkiewicz, 1956; Bromowicz, 1992; Oszczytko, 1992b; Leszczyński, Malata, 2002)

lub grzbiet przedmagurski (Golonka i in., 2000a, b; Golonka, Waškowska-Oliwa, 2007). Ciągła pokrywa warstw magurskich w strefie Siar wskazuje, że osadzały się one w formie wielopunktowo zasilanej rampy, rozwijającej się stopniowo od południowego zachodu (Leszczyński, Malata, 2002; Wójcik, 2013).

W oligocenie, tylko w brzeżnej strefie basenu magurskiego (strefa Siar), miała miejsce sedymentacja warstw nadmagurskich (warstw budzowskich) wykształconych podobnie jak warstwy podmagurskie. Jest to kompleks łupków marglistych i łupków ilastych, zawierający piaskowce glaukonitowe. Lokalnie mogą występować kilkucentymetrowe wkładki rogowców (Chodyń, 2002; Ryłko, 2004).

W miocenie miało miejsce zakończenie sedymentacji w basenie fliszowym i uformowała się płaszczowina magurska, która nasunęła się na północ. W pliocenie i czwartorzędzie kształtowała się rzeźba. W wyniku etapowego nasuwania się Karpat i ich podnoszenia utworzone zostały cząstkowe powierzchnie zrównania, zachowane fragmentarycznie w postaci spłaszczeń grzbietowych.

W czwartorzędzie zachodził główny etap rozcinania i tworzenia systemu tarasów rzecznych, zachowanych w postaci listew, wzdłuż większych dolin. W zimnych piętrach plejstocenu osadzały się osady rzeczne i soliflukcyjno-deluwialne, natomiast w ciepłych przeważała erozja rzeczna. Rozcinane były starsze pokrywy i podłoże skalne. W wyniku tych procesów utworzyły się stopnie tarasowe skalno-akumulacyjne. Na stokach zachodziły procesy intensywnego spełzywania i osuwania, zarówno w zimnych, jak i ciepłych piętrach plejstocenu i w holocenie. W czasie ostatniego zlodowacenia na terenie Pilska istniał lodowiec górski, czego dowodem są wały morenowe na Hali Miziowej.

Pod koniec ostatniego zlodowacenia, w wyniku ocieplania się klimatu, ustąpiła zmarzlina i wytopiły się małe lodowce górskie. Rozpoczął się rozwój procesów osuwiskowych. Prawdopodobnie w tym czasie na stokach Babiej Góry i Pilska powstały duże osuwiska skalne, w wyniku których zniszczona została część utworów lodowcowych. W dnach dolin rzecznych miało miejsce pogłębianie się koryt i rozcinanie podłoża skalnego.

Prawdopodobnie już w interglacjale wielkim, a następnie w okresie zlodowacenia północno-polskie–holocen zachodziły młode ruchy tektoniczne, które m.in. doprowadziły do zaburzeń w profilach podłużnych tarasów rzecznych.

W holocenie w dnach dolin zostały utworzone dwa stopnie tarasowe, wyższy nadzalewowy oraz niższy zalewowy i kamieniec. Na stokach nadal rozwijają się osuwiska o różnym natężeniu w poszczególnych jego okresach (Wójcik, 1977). Z działalnością człowieka (wylesianiem) związana jest erozja stoków. W dolnej ich części zachodzi akumulacja deluwii, a na terenach upraw rolniczych tworzą się rolnicze tarasy śródpolne.

IV. PODSUMOWANIE

Na obszarze zreambulowanego arkusza Jeleśnia wydzielono osady serii śląskiej – łupki cieszyńskie górne i warstwy krośnieńskie. Przyjęto, że zachowane są one w postaci porwaka tektonicznego wśród utworów płaszczowiny magurskiej. Występowanie na tym obszarze utworów dolnokredowych i oligoceńskich w oknie tektonicznym wymaga dalszych badań.

Na terenie arkusza znajdują się głównie utwory należące do płaszczowiny magurskiej, która dzieli się na strefy: Siar, raczańską i bystrzycką. Są one nasunięte na siebie. Osady paleogeńskie osadzały się w systemie głębokowodnych stożków i równi basenowej. Według badań sedimentologicznych (Wójcik, 2013) można wyróżnić osady stożka środkowego i stożka zewnętrznego, które zalegają się z osadami równi. Ciągła pokrywa warstw magurskich w strefie Siar wskazuje, że osadzały się one w formie wielopunktowo zasilanej rampy (Leszczyński, Malata, 2002; Wójcik, 2013).

Na obszarze arkusza można wyróżnić pięć litofacji: litofację piaskowców zlepieńcowatych, piaskowców, piaskowców z mułowcami, mułowców z piaskowcami oraz mułowców. Najczęściej występują litofacje piaskowców z mułowcami i mułowców z piaskowcami.

Kierunki transportu materiału klastycznego wskazują na dostawę materiału z północy, co wiąże się z aktywnością grzbietu śląskiego lub z obecnością grzbietu przedmagurskiego. Natomiast materiał do warstw beloweskich był prawdopodobnie dostarczany z południa. Wymaga to jednak dalszych badań, zwłaszcza sedimentologicznych, gdyż położenie źródła południowego nie jest znane i jest wciąż przedmiotem dyskusji.

W rejonie Mutnego warstwy nadmagurskie zostały wydzielone po szczegółowej analizie tektoniki (Chodyń, 2002; Cieszkowski i in., 2007). W celu potwierdzenia ich obecności w rejonie Pewli Wielkiej przeprowadzono badania porównawcze i mikropaleontologiczne, które nie potwierdziły wyników uzyskanych przez Chodynia (2002). Zagadnienie to wymaga dalszych szczegółowych badań.

W rejonie Pilska występują utwory morenowe ze zlodowaceń północnopolskich, które wyraźnie odróżniają się od utworów osuwiskowych (Sikora, Żytko, 1960; Wójcik, 1994).

Osady i formy występujące w obrębie Kotliny Jeleśni wskazują na istnienie młodych ruchów tektonicznych. Na obszarze omawianego arkusza stwierdzono w wyżej wymienionej Kotlinie występowanie małego zapadliska. Wzmoczona działalność ruchów tektonicznych obniżających w dolnym odcinku potoku Sopotnia Wielka potwierdzają zaburzenia stwierdzone w profilach podłużnych tarasów. Powstanie ich przypada na interglacjał wielki i zlodowacenia północnopolskie–holocen.

Między dolnymi odcinkami koryt Sopotni Wielkiej i Suseńskiego Potoku osady rzeczne ze zlodowaceń środkowopolskich nie posiadają cokołu, a ich podłoże znajduje się 0–22 m poniżej koryta Sopotni. Miąższość aluwii przekracza tutaj trzykrotnie miąższość pokryw aluwialnych z innych

odcinków dolin. Znaczna miąższość aluwii oraz brak osadów na wschód i zachód od koryt wyżej wspomnianych potoków wiąże się z intensywniejszym obniżaniem tego rejonu (Wójcik, 1977).

Występowanie tarasów skalno-akumulacyjnych w lewostronnych dopływach Koszarawy, powyżej Kotliny Jeleśni, może mieć związek z nasunięciem strefy raczańskiej na strefę Siar, które to nasunięcie było strefą czynną tektonicznie w czwartorzędzie.

Duża ilość osuwisk skalnych i skalno-zwietrzelinowych na terenie arkusza jest zjawiskiem niekorzystnym i zagrażającym infrastrukturze. Świeże zjawiska tego typu obserwowano w rejonie Koszarawy–Bystrej oraz wzdłuż Świętych Potoku w Jeleśni. W przeszłości procesy osuwiskowe zachodziły na większą skalę, czego dowodem może być osuwisko Piekiełko, którego jezioro zatamował w czasach historycznych dolinę Pewlicy, a powyżej niego powstało duże jezioro.

Pod względem surowcowym obszar omawianego arkusza jest ubogi. Występują tu tylko kamienie budowlane i niewielka ilość żwirów (kruszywa) oraz glin.

Kraków, 2013

LITERATURA

- Alexandrowicz Z., 1978 — Skalki piaskowcowe Zachodnich Karpat fliszowych. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, Krak.*, 113.
- Baumgart-Kotarba M., 1974 — Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. *Pr. Geogr. PAN*, 106: 1–136.
- Bieda F., 1946 — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **16**: 1–52.
- Bieda F., 1966 — Duże otwornice z eocenu serii magurskiej okolic Babiej Góry. *W: Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Babia Góra, 2–5 czerwca 1966 r.* Wyd. Geol., Warszawa: 60–70.
- Bieda F., 1968 — Formacja numulityczna w Zachodnich Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **38**, 2–3.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K., 1963 — Stratigraphie des Carpathes externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.*, 181: 5–174.
- Bieda F., Jednorowska A., Książkiewicz M., 1967 — Stratigraphy of the Magura Series around Babia Góra. *Biul. Inst. Geol.*, 211: 293–324.
- Bieda F., Książkiewicz M., 1958 — On the age of the Babia Góra sandstone (in polish with english summary). *Kwart. Geol.*, **2**: 841–853.
- Bieda F., Żytko K., 1960 — Uwagi o stratygrafii serii magurskiej okolic Milówki na południe od Żywca. *Kwart. Geol.*, **4**, 3: 772–786
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1988 — New lithostratigraphic standard for the Palaeogene of the Magura flysch basin (southern part), Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **36**, 3–4: 253–259.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989 — Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**, 1–2: 145–181.
- Bromowicz J., 1992 — Basen sedimentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, 1485.

- Bromowicz J., Gucik S., Magiera J., Moroz-Kopczyńska M., Nowak T.W., Peszat C., 1976 — Piaszkowce karpackie, ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, **2**, 2.
- Burtan J., 1973a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wisła (1028). Inst., Geol., Warszawa.
- Burtan J., 1973b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wisła. (1028). Inst. Geol., Warszawa.
- Chodyń R., 2002 — Budowa geologiczna strefy Siar w rejonie Mutnego na tle profilu litostratygraficznego płaszczowiny magurskiej między Zwardoniem a Suchą Beskidzką (polskie Karpaty fliszowe). *Prz. Geol.*, **50**, 2: 139–147.
- Cieszkowski M., 1992 — Płaszczowina magurska i jej podłoże na północ od Kotliny Sądeckiej. *Prz. Geol.*, **40**, 7: 410–417.
- Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., Chodyń R., 2007 — Type locality of the Mutne sandstone member of the Jaworzynka formation, western outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **77**: 269–290.
- Cieszkowski M., Malata E., Wieser T., 1985 — Stratigraphic position of the submagura beds and tuff horizons in Pewel Mała (Beskid Żywiecki MTs.). *W: Fundamental Research in the Western Part of Polish. Guide to Exc. 1. CBGA 13. Congres, Cracov.*
- Cieszkowski M., Waśkowska-Oliwa A., 2001 — Skawce Sandstone Member – a new lithostratigraphic unit of the Łabowa Shale Formation (Paleocene–Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit), Polish Outer Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **49**, 2: 137–149.
- Dzierwa K., Kicińska L., Pelczar A., Wieczorek T., 1962 — Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla zbiornika przeciwpowodziowego Przyborów na rzece Koszarawie. Arch. PGBW Hydrogeo, Kraków.
- Dzierwa K., Wójcik A., 1978 — Profil osadów gliniasto-żwirowych w Kotlinie Jeleśniańskiej. *Kwart. Geol.*, **22**, 4: 937–938.
- Dżułyński S., Książkiewicz M., Kuennen Ph. H., 1959 — Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *GSA Bull.*, **70**: 1089–1118.
- Gąsiorowska E., 1965 — Sprawozdanie z robót wykonanych w latach 1964–1965 oraz wyszczególnienie robót projektowych dla wykonania problemu Sopotnia zbiornik. Arch. PGBW Hydrogeo, Kraków
- Golonka J., 1977 — Wyniki badań litostratygraficznych serii magurskiej między Babią Górą a Pilskiem. *Kwart. Geol.*, **21**, 2: 398–399.
- Golonka J., 1981 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Bielsko-Biała. Wyd. Geol., Warszawa.
- Golonka J., Borysławski Z., Paul Z., Ryłko W., 1979 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Bielsko-Biała, wyd. B. Wyd. Geol., Warszawa.
- Golonka J., Cieszkowski M., Chodyń R., Chrustek M., 2004 — Faults, Block Rotations and the Origin of the Orava Basin in the Western Part of the Polish Outer Carpathians. *W: Proceedings of the 9th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group. 2nd Meeting of the Central European Tectonic Group (M. Svojtka, red.). Lucenec, June 22–25. Slovakia.*
- Golonka J., Malata E., 1975 — Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych w 1974 r. na arkuszu Jeleśnia. Narod. Arch. Geol., Oddziału Karpackiego PIG-PIB, Kraków
- Golonka J., Oszczytko N., Ślącza A., 2000a — Geodynamic evolution and paleogeography of the Carpathian-Pannonian region – a global perspective. *Slovak Geol. Mag.*, **6**:139–142.
- Golonka J., Oszczytko N., Ślącza A., 2000b — Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70**: 107–136.

- Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., 2007 — Stratygrafia polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Geol.*, **33**, 4/1: 5–28.
- Golonka J., Wójcik A., 1978a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jeleśnia (1031). Wyd. Geol., Warszawa.
- Golonka J., Wójcik A., 1978b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jeleśnia (1031). Wyd. Geol., Warszawa.
- Hohenegger L., 1861a — Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien, Gotha.
- Hohenegger L., 1861b — Geognostische Karte der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien, Gotha.
- Jednorowska H., 1966 — Zespoły małych otwornic w warstwach jednostki magurskiej rejonu Babiej Góry i ich znaczenie stratygraficzne. *W: Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Babia Góra, 2–5 czerwca 1966*. Wyd. Geol., Warszawa: 71–90.
- Kleczkowski A., 1955 — Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol., Warszawa.
- Klimaszewski M., 1937 — Z geomorfologii i geologii Żywiecczyny. *Ziemia*, **26**.
- Klimaszewski M., 1948 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wroc. Tow. Nauk, Ser. B*, **7**.
- Klimaszewski M., 1967 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. *W: Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1972 — Karpaty Wewnętrzne. *W: Geomorfologia Polski. 1. Polska południowa*. PWN, Warszawa.
- Koluch Z., Nowicka D., 2010 — Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000, gmina Jeleśnia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Koluch Z., Nowicka D., 2011 — Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000, gmina Koszarawa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1948a — Current bedding in Carpathian Flysch (in polish with english summary). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17**: 137–152.
- Książkiewicz M., 1948b — Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **48**: 137–152.
- Książkiewicz M., 1956 — Zagadnienia stratygrafii Karpat na tle paleogeografii. *Prz. Geol.*, **4**, 10: 445–455.
- Książkiewicz M., 1958a — Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. *Biul. Inst. Geol.*, **135**: 43–96.
- Książkiewicz M., 1958b — Submarine slumping in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **28**: 123–150.
- Książkiewicz M. (red), 1962 — Atlas geologiczny Polski 1:600 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1966 — Geologia regionu babiogórskiego (in polish). *W: Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Babia Góra, 2–5 czerwca 1966 r.* Wyd. Geol., Warszawa: 5–58.
- Książkiewicz M., 1974 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1014). Wyd. Geol., Warszawa.
- Leszczyński S., 1981 — Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: Studium sedymentacji głębokowodnej osadów guboklastycznych. *Pol. Tow. Geol.*, Kraków: 435–493.
- Leszczyński S., Malata E., 2002 — Sedimentary conditions in the Siary zone of the Magura Basin (Carpathians) in the late eocene-early Oligocene. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **72**: 201–239.

- Leško B., Porubský A., 1966 — Ku geologii viru B-2 v orawskiej Polhore. *Geol. Prace, Zprawy*, 35.
- Lindner., 1984 — An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Pol.*, **34**, 1–2: 27–49.
- Malata E., 1981 — Stratygrafia jednostki magurskiej w zachodniej części Beskidu Wysokiego na podstawie mikrofauny. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 103–116.
- Malata E., 2000 — Foraminiferal assemblages of the Magura Nappe (Polish Outer Carpathians) and their paleobathymetrical implications. *Slovak Geol. Mag.*, **6**, 2–3: 172–175.
- Malata E., 2002 — Albian-Early Miocene foraminiferal assemblages of the Magura Nappe (Polish Outer Carpathians). *Geol. Carpath.*, **53** (special issue): 77–79.
- Matějka A., Chmelík F., 1955 — Zpráva o geologických výzkumech magurského flyše v povodi Bile Oravy. Zprávy geol. výzk. w r. 1955. UUG, Praha
- Matějka A., Roth Z., 1949a — Geologie magurske skupiny flyšove v povodi Kysuce. *Sbor. St. Geol. Ústr.*, 16/2.
- Matějka A., Roth Z., 1949b — Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských Beskyd. *Sbor. St. Geol. Ústr.*, 16: 293–328.
- Matějka A., Roth Z., 1950 — Poznámky o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše w ČSR. *Věstn. St. Geol. Ús. Čs. Republ.*, 25: 158–161.
- Matějka A., Roth Z., 1952 — Zpráva o výzkumu magurského flyše v povodi Bile Oravy. *Věstn., Ústr. Úst. Geol.*, 27: 212–216.
- Matějka A., Roth Z., 1954 — Zpráva o prehľadnem geologickem vyzukumu magurské jednotky v povodi Oravy. Zprávy geol. výzk. w r. 1954. UUG, Praha.
- Menčík E., Pešl V., 1964 — K otázce geologické pozice tzv. Babiehorského pískovce. Zprávy geol. výzk. w r. 1965. UUG, Praha.
- Mišík M., Sykora M., Jablonský J., 1991 — Strihovske zlepenca a juhomagurska kordyliera. Zapadne Karpaty. *Ser. Geol.*, 14: 7–72.
- Mojski J. E., 1985 — Quaternary. Geology of Poland. **1**. Stratigraphy. 3b. Cenozoic. Wyd. Geol., Warszawa.
- Niedzielski H., 1977 — Geologia projektowanych zapór w polskich Karpatach. Politechnika Krakowska, Instytut Geotechniki, Kraków: 1–220.
- Niedzielski H., 1978 — Warunki hydrogeologiczne fliszu karpackiego w świetle badań geologiczno-inżynierskich. *Zesz. Nauk PAN Krak.*, 4.
- Niedzielski H., 1980b — Monografia badań geologiczno-inżynierskich dla zapór w polskich Karpatach. Politechnika Krakowska, Kraków: 1–198.
- Niemirowski M., 1963 — Szkic geograficzny obszaru Babiogórskiego. *W: Babiogórski Park Narodowy*, Kraków.
- Niemirowski M., 1964 — Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej partii Babiej Góry. *Zesz. Nauk. UJ*, 88, Pr. Geogr., 10.
- Nowalnicki T., 1972 — Beskidzkie jeziora zaporowe. *Wierchy*, **40**: 274–280.
- Obidowicz A., 2003 — The Holocene development of forests in the Pilsko Mt. Area (Beskid Żywiecki Range, South Poland). *Fol. Quatern.*, 74: 7–15.
- Olszewska B., 1981 — O niektórych zespołach małych otwornic serii okiennej z Sopotni Małej, Mszany Dolnej, Szczawy i Klęczan. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 141–163.

- Olszewska B., Malata E., 2006 — Analiza paleośrodowiskowa i paleobatymetryczna zespołów mikroskamieniałości polskich Karpat zewnętrznych. *W: Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego* (N. Oszczytko i in., red.). Inst. Nauk Geol., Kraków: 61–84.
- Oszczytko N., 1973 — Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 27: 101–197.
- Oszczytko N., 1992a — Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. *Geol. Carpath.*, 43: 333–338.
- Oszczytko N., 1992b — Zarys stratygrafii płaszczowiny magurskiej. *W: Przew. 63. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Koninki*, 17–19 września 1992 r., Kraków: 11–20.
- Oszczytko N., 1999 — From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin: tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50 (special issue): 161–163.
- Oszczytko N., Oszczytko-Cloves M., 2006 — Rozwój basenu magurskiego. *W: Rozwój Paleotektoniczny Basenów Karpat Zewnętrznych i Pienińskiego Pasa Skałkowego* (N. Oszczytko, A. Uchman, E. Malata, red.). Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków: 133–164.
- Paul C.M., 1888 — Beiträge zur Kenntniss des schleich galizischen Karpathenrandes. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 37: 323–352.
- Pawłowski S., 1932 — Z badań nad zlodowaczeniem polskich Karpat. *Czas. Geogr.*, 11.
- Poprawa P., Malata F., Oszczytko N., Słomka T., Golonka J., 2006 — Analiza subsydencji tektonicznej oraz tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedimentacyjnych Zachodnich Karpat zewnętrznych Pienińskiego Pasa Skałkowego. *W: (N. Oszczytko, A.F. Uchman, red.). Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków: 179–199.*
- Roth Z., 1963 — Vysvetlivky k prehl'adnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 – Trstena. Geofond, Bratislava.
- Roth Z., Matějka A., 1955 — Zpráva o prehladnym geologicckem vyzukumu magurske jednotky v povodi Orawy v r. 1954. Zprávy Geol. výzk. w r. 1954, Bratislava.
- Ryłko W., 1992 — Litostratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 368.
- Ryłko W., 2004 — Karpaty. Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia, 3a. Kenozoik. Wyd. Geol., Warszawa: 271–338.
- Sawicki L., 1909 — Z fizjografii Karpat Zachodnich. *Arch. Nauk.*, Lwów.
- Sawicki L., 1913 — Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, Ser.*, 3, 13, Dz. A.
- Sikora W., 1964 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50 000, ark. Jeleśnia. *W: Atlas Karpat i Przedgórze*, Warszawa.
- Sikora W., 1968 — Podsumowanie badań nad mikrotektoniką w utworach dolnokredowych okna Sopotni Małej i podjednostki cieszyńskiej w okolicach Żywca. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, 11.
- Sikora W., 1971 — Outline of the tectonogenesis of the Pieniny Klippen Zone in Poland in the Light of the New geological data. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 61: 221–238.
- Sikora W., Żytko K., 1960 — Budowa geologiczna Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biul. Inst. Geol.*, 141: 61–204.
- Sokołowski S., 1958 — Mapa Geologiczna Karpat Polskich 1:200 000, część zachodnia. Wyd. Geol., Warszawa.
- Starkel L. 1972a — Charakterystyka rzeźby polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej. *Probl. Zagosp. Ziemi Górsk.*, 10: 75–150.
- Starkel L., 1972b — Karpaty Zewnętrzne. *W: Geomorfologia Polski. 1. Polska południowa – góry i wyżyny* (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.
- Szaflarski J., 1932 — Z historii doliny Soły. *Pr. Inst. Geogr. UJ*, 13.
- Szajnocha W., 1895 — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 5. *Komis. Fizjogr.*, AU.

- Szajnocha W., 1902 — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 11. *Komis. Fizjogr., AU*.
- Ślącza A., 1976 — Atlas paleotransportu osadów detrytycznych w łuku Karpacko-Bałkańskim 1:2 000 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Świdziński H., 1948 — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 37.
- Tausch L., 1886 — Reisebericht aus der Gegend von Saybusch. *Verh. Geol. Reichsanst., Wien*.
- Tausch L., 1888 — Anfnahmsbericht über die Gegend von Saybusch. *Verh. Geol. Reichsanst., Wien*.
- Tietze E., 1881 — Mittheilung übereinige Flyschbildungen. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 3: 1–281
- Tietze E., 1889 — Beiträge zur Geologie von Galizen 4. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 39: 289–404.
- Uhlig V., 1882 — Vorkommen von Nummuliten in Ropa in Westgalizien. *Berh. Geol. Reichsanst.*, 32: 71–71.
- Uhlig V., 1883 — Beiträge zur Geologia der westgalizischen Karpathen. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 33: 443–560.
- Uhlig V., 1886 — Über eine Mikrofauna aus dem Alteriär der westgalizischen Karpathen. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 36: 141–214.
- Uhlig V., 1888 — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen 1. Die Sandsteinzone zwischen den pienninischen Klippenzügen und dem Nordrande. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 38: 85–264.
- Wójcik A., 1977 — Utwory czwartorzędowe na obszarze arkusza Jeleśnia. *Kwart. Geol.*, 21, 2: 399–401.
- Wójcik A., 1986 — Utwory czwartorzędowe dorzecza Koszarawy (praca doktorska). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Wójcik A., 1988 — Systemy teras rzecznych w dorzeczu Koszarawy w Beskidzie Żywieckim i ich związek z ruchami tektonicznymi. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 22: 21–45.
- Wójcik A., 1994 — Osady glacialne i osuwiskowe Pilska (Beskid Żywiecki). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 369: 49–60.
- Wójcik A., 1996 — Osuwiska Beskidu Żywieckiego w dorzeczu Koszarawy. *Spraw. z Czynności i Posiedzeń PAU*, 60: 85–87.
- Wójcik A., 1997 — Osuwiska w dorzeczu Koszarawy – strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 376: 5–42.
- Wójcik A., 2002 — Litologiczne uwarunkowania rozwoju osuwisk na terenie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu Koszarawy (Karpaty Zachodnie). *W: Mat. Konf. Stabilizacja masywów skalnych w podłożu budowli hydrotechnicznych. Inst. Meteorologii i Gosp. Wod., Warszawa*.
- Wójcik E., 2013 — Sedymentacja silikoklastyczna paleogenu płaszczowiny magurskiej na południe od Żywca (praca doktorska). *Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice*.
- Wójcik A., Kopcowski R., Malata T., Marciniak P., Nescieruk P., 1996 — Propozycja podziału jednostek litostratygraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W: Przew. 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Szczyrk, 6–9 czerwca 1966 r., Kraków: 209–215*.
- Ziętara T., 1962 — O pseudoglacjalnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP*, w Krakowie, *Pr. Geogr.*, 10: 69–86.
- Ziętara T., 1964 — O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich. *Rocz. Nauk.-Dyd. WSP*, w Krakowie, *Pr. Geogr.*, 22.
- Ziętara T., 1968 — Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 60: 1–116.
- Ziętara T., 1972 — Rzeźba beskidzkiej części dorzecza Soły. *Czas. Geogr.*, 43, 2.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślącza A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komis. Nauk Geol. PAN*, Wrocław: 1–60.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleśnia (1030)

SZCZEGÓŁOWE METRYCZKI OTWORÓW WIERTNICZYCH UMIĘSZCZONYCH NA MAPIE GEOLOGICZNEJ

1 474,6 ● imeE _{pm} – 8,4 (40,0)	2 403,6 ● imeE _{pm} – 7,7 (35,0)	3 426,0 ● imeE _{pm} – 10,5 (35,0)	4 444,0 ● imeE _{pm} – 7,0 (35,9)	5 442,1 ● pcE _{pm} – 8,0 (?) (50,0)	6 465,3 ● imeE _{pm} – 12,8 (19,0)	7 480,6 ● imeE _{pm} – 18,0 (23,5)
8 488,2 ● imeE _{pm} – 20,7 (21,3)	9 484,3 ● imeE _{pm} – 24,7 (25,0)	10 445,0 ● imeE _{pm} – 17,0 (35,9)	11 468,0 ● pcI _{Cr_s} –P _{ci} – 6,9 (7,1)	12 644,2 ● pcI _{Cr_m} –P _{ci} – 1,0 (31,5)	13 795,0 ● t _{pe} E – 12,0 pcCr _m –P _{ci} – 107,0 (150,0)	14 811,7 ● t _{pc} E _b – 1,5 (20,0)

pm — warstwy podmagurskie

m — warstwy magurskie

i — warstwy inoceramowe

b — warstwy beloweskie

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

Opracował: A. WÓJCIK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleśnia (1030)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wały morenowe
- Kotły lodowcowe (fragmenty zniszczonych ścian)

Formy rzeczne (erozyjne i akumulacyjne)

- Krawędzie i podcięcia erozyjne
- Wodospady
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne i akumulacyjne:**
 - I – 25,0–40,0 m n.p. rzeki;
 - II – 12,0–20,0 m n.p. rzeki;
 - III – 6,0–12,0 m n.p. rzeki
- Tarasy akumulacyjne (kamieniec i łęgowy) 0,5–2,0 m n.p. rzeki i 2,5–5,0 m n.p. rzeki
- Stożki napływowe

Formy rzeczno-denudacyjne

- a Doliny rzeczne: a. wciosowe (V - kształtne),
- b. nieckowate, c. płaskodenne (skrzynkowe)
- c.

Formy denudacyjne

- Fragmenty różnowiekowych powierzchni zrównań
- a Grzbiety i garby na przecięciu zboczy dolin
- b a. wąskie, zaokrąglone; b. szerokie, zaokrąglone
- Grzbiety z progiem strukturalnym
- * a * b Wierchołki: a. kopiaiste, b. kopulaste
- x Przelęczce
- ΔΔ Izolowane skałki
- Nisze i tylne skarpy osuwisk
- Jęzory osuwiskowe
- Powierzchnie soliflukcyjne (deluwalne)
- Stoki grzbietów i zbocza dolin
- Rumosze skalne (gołoborza)

Formy nieznaczonej lub różnej genezy

- Załamania stoków oddzielające różne powierzchnie gradacyjne

Formy antropogeniczne

- Kameniolomy

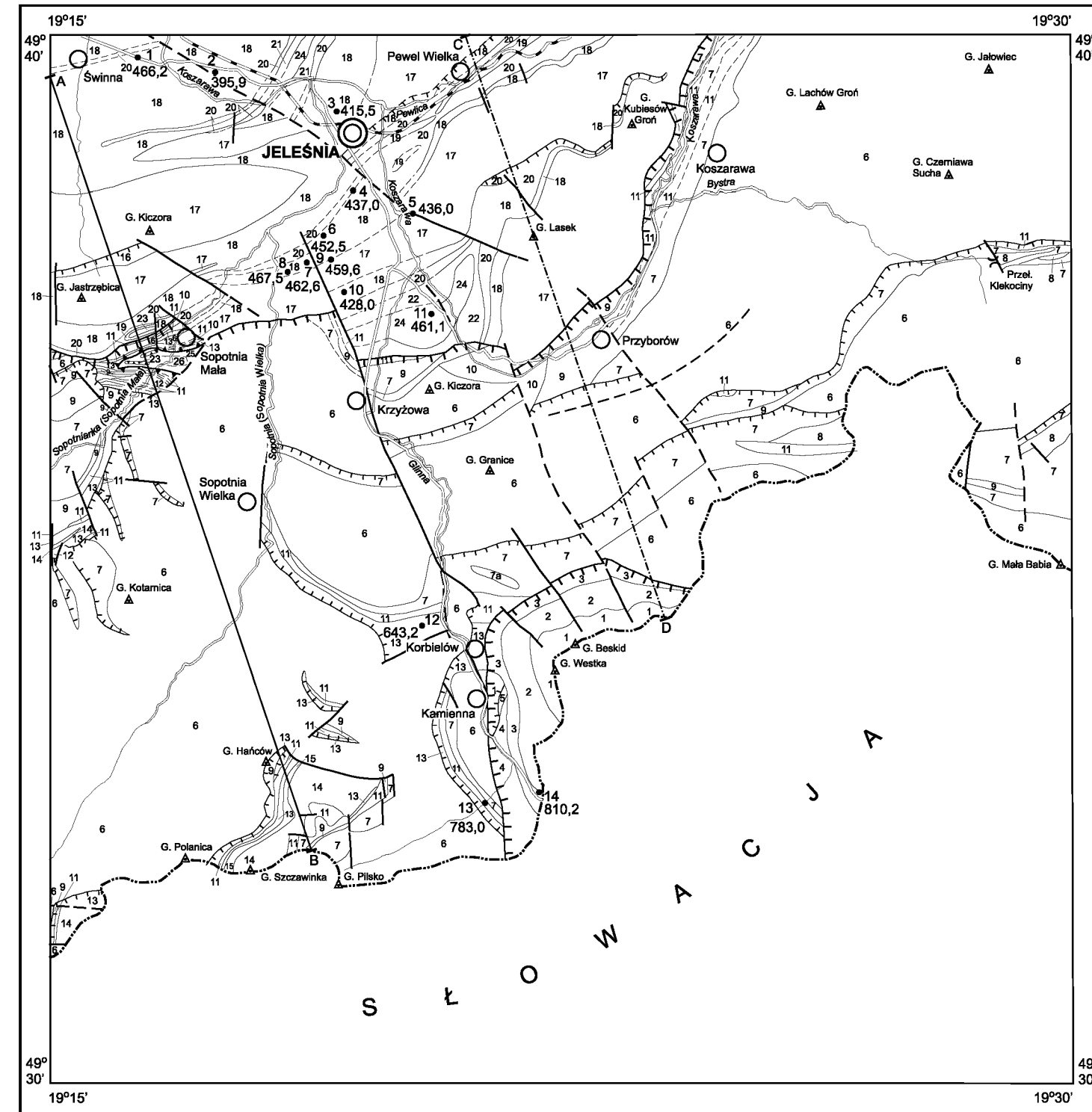
Opracował: A. WÓJCIK



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleśnia (1030)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



PALEOGEN	KREDA GÓRNA-PALEOGEN	EOCEN	1	Piaskowce muskowitowe gruboławicowe i łupki	Warstwy (piaskowce) magurskie	PALEOGEN	EOCEN	16	Łupki i piaskowce	Warstwy nadmagurskie (budzowskie)
			2	Margle, piaskowce, zlepieńce i łupki	Warstwy łąckie			17	Piaskowce glaukonitowe, gruboławicowe i łupki	Warstwy (piaskowce) magurskie
			3	Łupki i piaskowce cienkoławicowe	Warstwy belowskie			18	Łupki, margle i piaskowce (łupki z Zembrzyc)	Warstwy podmagurskie
			4	Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych	Łupki pstrze			19	Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki pstrze (piaskowce ze Skawiec; piaskowce ciężkowickie)	
			5	Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki	Warstwy Inoceramowe			20	Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych i piaskowców (typu ciężkowickiego)	Łupki pstrze PALEOGEN-EOCEN ŚRODKOWY
PALEOGEN	KREDA GÓRNA-PALEOGEN	EOCEN	6	Piaskowce glaukonitowe i muskowitowe, gruboławicowe oraz łupki	Warstwy (piaskowce) magurskie	KREDA-PALEOGEN	KREDA GÓRNA-PALEOGEN	21	Piaskowce i łupki (piaskowce z Mutnego)	
			7	Piaskowce cienkoławicowe i łupki z wkładkami margli (warstwy z Grzechyni)	Warstwy hieroglifowe			22	Piaskowce zlepieńce i łupki (piaskowce z Krzyżowej)	Warstwy inoceramowe SANTON-PALEOGEN
			8	Piaskowce średnioławicowe i gruboławicowe oraz łupki (piaskowce osieleckie)				23	Piaskowce biotytowo-skalieniowe i łupki (piaskowce z Jaworzynki)	
			9	Piaskowce gruboławicowe i zlepieńce z wkładkami łupków (piaskowce pasierbieckie)				24	Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki	
			10	Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce i łupki pstrze (piaskowce ze Skawiec; piaskowce ciężkowickie)						
11	Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców cienkoławicowych	Łupki pstrze	PALEOGEN	OLIGOCEN	25	Łupki i piaskowce cienkoławicowe	Warstwy krośnieńskie			
KREDA-PALEOGEN	KREDA GÓRNA-PALEOGEN	KREDA GÓRNA	12	Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki	Warstwy Inoceramowe	KREDA	KREDA DOLNA	26	Łupki z wkładkami piaskowców (łupki cieszyńskie górne)	Warstwy cieszyńskie WALANŻYN-HOTERYW
			13	Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz margle fukoidowe i łupki						
KREDA	KREDA GÓRNA	KREDA GÓRNA	14	Piaskowce muskowitowe, gruboławicowe i łupki (piaskowce ze Szczawiny)	MASTRYCHT-PALEOGEN	MASTRYCHT	MASTRYCHT			
			15	Łupki pstrze z wkładkami margli (łupki pstrze z Cebuli)						

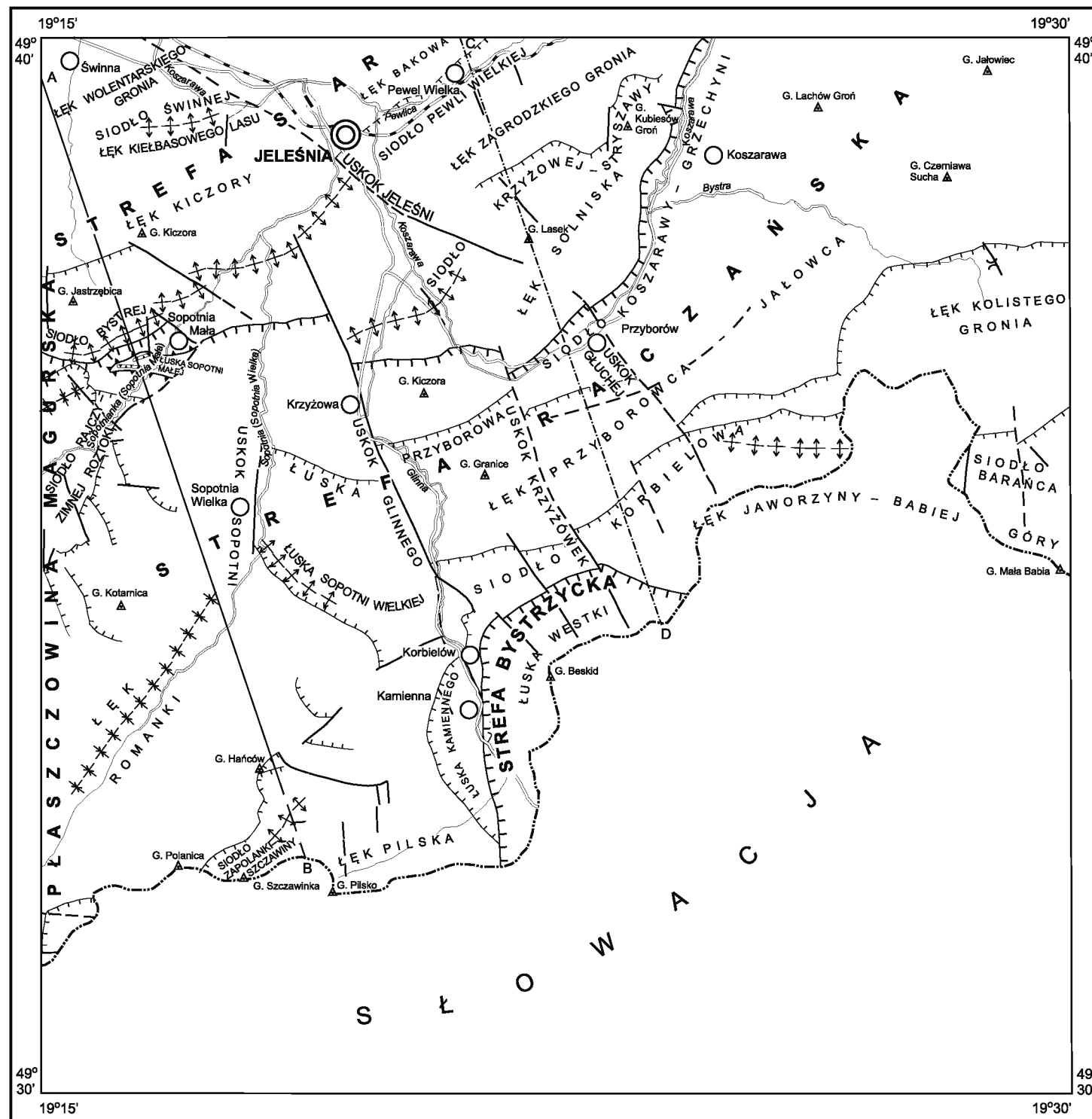
- a Granice geologiczne: a. pewne, b. przypuszczalne
- - - b
- a Uskoki i kontakty tektoniczne: a. pewne, b. przypuszczalne
- - - b
- ▬ Granice jednostek tektonicznych
- ▬ Granice nasunięć (granice stref tektonicznych)
- ▬ Granice nasunięć i złuskoarów (w obrębie stref tektonicznych)
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C—D Linia przekroju geologicznego zamieszczonego w tekście
- 1 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej oraz rzędną stropu utworów starszych od czwartorzędzu w m n.p.m.

Opracował: A. WÓJCİK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleśnia (1030)

SZKIC TEKTONICZNY

Skala 1:100 000



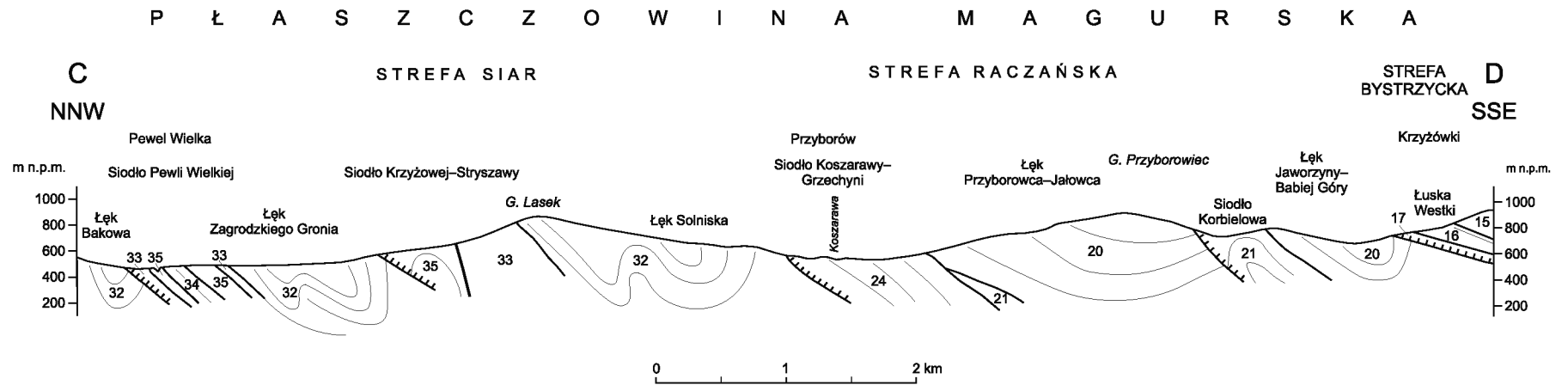
- a — Uskoki i kontakty tektoniczne: a. pewne, b. przypuszczalne
- - - b - - -
- ▼▼▼▼ Granice jednostek tektonicznych
- ▬▬▬▬ Granice nasunięć (granice stref tektonicznych)
- ▬▬▬▬ Granice nasunięć i złuskowań (w obrębie stref tektonicznych)
- ↑↑ Antykliny (siodła)
- ↓↓ Synkliny (łęki)
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C—D Linia przekroju geologicznego zamieszczonego w tekście

Opracował: A. WÓJCIK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleśnia (1030)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C–D

Skala pionowa 1:40 000



- | | |
|------------------------|-------------------------|
| 15 — pcM ^E | 24 — pczc ^E |
| 16 — me ^E | 32 — pc ^E |
| 17 — łpc ^E | 33 — łme ^E |
| 20 — pcGk ^E | 34 — pc ^E |
| 21 — pcl ^E | 35 — łPc–E ₃ |

U w a g a: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracował: A. WÓJCIK