



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

JEDNOSTKA BADAWCZO-ROZWOJOWA

Krajowy Rejestr Sądowy 0000122099

ODDZIAŁ KARPACKI W KRAKOWIE

im. Prof. Mariana Książkiewicza

31-560 KRAKÓW, ul. Skrzatów 1

tel./fax: Sekretariat 012-411-26-32, Centrala: 012-411-38-22, 012-411-58-44

NIP 525-000-40-40

REGON 000332133-00058

e-mail: sekretariat.ok@pgi.gov.pl

Kompleksowa i szczegółowa mapa geologiczna rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba na rzece Skawie wraz z mapami tematycznymi w skali 1:10 000

Opracowanie wykonano na zlecenie
Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie,
ul. Marszałka J. Piłsudskiego 22, 31-109 Kraków

DYREKTOR
Oddziału Karpackiego
Państwowego Instytutu Geologicznego

dr inż. Józef Chowaniec

Kraków, kwiecień 2007 r.



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
JEDNOSTKA BADAWCZO-ROZWOJOWA Krajowy Rejestr Sądowy 0000122099

ODDZIAŁ KARPACKI W KRAKOWIE

im. Prof. Mariana Książkiewicza

31-560 KRAKÓW, ul. Skrzatów 1

tel./fax: Sekretariat 012-411-26-32, Centrala: 012-411-38-22, 012-411-58-44

NIP 525-000-40-40


REGON 000332133-00058

e-mail: sekretariat.ok@pgi.gov.pl

**Kompleksowa i szczegółowa mapa geologiczna
rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba
na rzece Skawie wraz z mapami tematycznymi
w skali 1:10 000**

**Opracowanie wykonano na zlecenie
Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie,
ul. Marszałka J. Piłsudskiego 22, 31-109 Kraków**

Opracowali:



.....
dr hab. Antoni Wojcik (VIII-0038)


.....
dr Piotr Nęscieruk (VIII-0087)


.....
dr Wojciech Granoszewski


.....
dr Wojciech Rączkowski (VIII-0036)


.....
dr Małgorzata Garecka


.....
mgr Paweł Marciniak (VIII-0137)


.....
mgr Teresa Mrozek


.....
mgr Ziemowit Zimnal (VIII-0091)


.....
dr Andrzej Szydło


.....
dr Janusz Skulich

Kraków, kwiecień 2007 r.

Spis treści:

1. Wstęp	5
2. Położenie terenu badań	6
3. Historia badań oraz wykorzystane materiały archiwalne	6
4. Zakres i metodyka wykonanych badań	9
5. Analiza zdjęć radarowych i lotniczych	11
6. Budowa geologiczna obszaru badań	14
7. Zastosowane wydzielenia litostratygraficzne	16
7.1. Jednostka śląska	16
7.2. Jednostka magurska	25
7.3. Utwory czwartorzędowe	32
8. Tektonika	42
9. Spis literatury i materiałów archiwalnych	45

Spis załączników graficznych:

- Załącznik 1. Położenie terenu badań na mapie w skali 1 : 25 000
- Załącznik 2. Mapa geologiczna rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba w skali 1:10 000
- Załącznik 3. Mapa geologiczna rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba (bez utworów czwartorzędu) w skali 1:10 000
- Załącznik 4. Przekroje geologiczne przez rejon Zbiornika Wodnego Świnna Poręba w skali 1:10 000
- Załącznik 5. Syntetyczne profile geologiczne
 - 5.1. jednostki śląskiej
 - 5.2. jednostki magurskiej
- Załącznik 6. Mapa tektoniczna rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba w skali 1:10 000
- Załącznik 7. Mapa rozmieszczenia osuwisk w rejonie Zbiornika Wodnego Świnna Poręba w skali 1:10 000
- Załącznik 8. Mapa dokumentacyjna prac geologicznych w skali 1:10 000.
- Załącznik 9. Karty dokumentacyjne otworów
 - 9.1. Otwór kartograficzny OK-1
 - 9.2. Otwór kartograficzny OK-2
 - 9.3. Otwór kartograficzny OK-3
 - 9.4. Otwór kartograficzny OK-4
 - 9.5. Otwór kartograficzny OK-5
 - 9.6. Otwór kartograficzny OK-6
 - 9.7. Otwór kartograficzny OK-7
 - 9.8. Otwór kartograficzny OK-8
- Załącznik 10. Fotograficzna dokumentacja rdzeni kartograficznych otworów badawczych
- Załącznik 11. Zestawienie profili sond ręcznych
- Załącznik 12. Zestawienie dokumentacyjne szurfów geologicznych
- Załącznik 13. Fotograficzna dokumentacja szurfów geologicznych
- Załącznik 14. Oznaczenia petrograficzne szlifów mikroskopowych
- Załącznik 15. Oznaczenia petrograficzne skał
- Załącznik 16. Zestawienie oznaczeń mikrofaunistycznych i nannoplanktonicznych
- Załącznik 17. Zestawienie oznaczeń palinologicznych
- Załącznik 18. Zestawienie wyników badań wieku bezwzględnego ^{14}C
- Załącznik 19. Dokumentacja badań geofizycznych w rejonie Zbiornika Wodnego Świnna Poręba dla sporządzenia szczegółowej mapy geologicznej rejonu.
- Załącznik 20. Operat geodezyjny.

1. Wstęp

Celem prowadzonych prac było wykonanie „Kompleksowej i szczegółowej mapy geologicznej rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba na rzece Skawie wraz z mapami tematycznymi”.

Przeprowadzone badania terenowe jak i analiza materiałów archiwalnych pozwoliły na uszczegółowienie rozpoznania zarówno wglębnej, jak i powierzchniowej budowy geologicznej rejonu zbiornika wodnego Świnna Poręba. Prace te oparte były w znacznej mierze na dokumentowaniu naturalnych stanowisk geologicznych, szybków i szurfów oraz wierceń badawczych. Jest to szczególnie ważne w związku z faktem, iż znaczna część naturalnych odsłonień utworów tego rejonu, po napełnieniu zbiornika, zostanie poza możliwościami obserwacyjnymi przyszłych geologów. Także liczne profile badań geofizycznych, szczególnie długich ciągów wzdłuż obecnego koryta Skawy pozostawia bogaty materiał dokumentacyjny dla ewentualnych późniejszych reinterpretacji.

Wykonane prace kartograficzno - geologiczne pozwoliły także na precyzyjne określenie granic obszarów objętych osuwiskami. Pozwoli to w przyszłości na właściwe planowanie zagospodarowania przestrzennego rejonu zbiornika wodnego oraz podniesie bezpieczeństwa inwestycji tu lokalizowanych.

Materiał zgromadzony w czasie przeprowadzonych prac i badań dla potrzeb tego tematu posłużył do zestawiania czterech map rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba w skali 1:10 000:

- szczegółowej mapy geologicznej,
- mapy geologicznej - bez utworów czwartorzędu,
- mapy tektonicznej,
- mapy rozmieszczenia osuwisk

oraz przekrojów geologicznych i syntetycznych profili geologicznych jednostek śląskiej i magurskiej.

2. Położenie terenu badań

Teren objęty badaniami położony jest wzdłuż realizowanego zbiornika Świnna Poręba na rzece Skawa a więc strefie rozgraniczającej Pogórze Śląskie i Pogórze Wielickie oraz Beskid Mały i Średni. W ujęciu L. Starkla (1972) znajduje się jeszcze na obszarze Pogórza Wielickiego.

Obszar badań obejmował dolinę Skawy oraz teren bezpośrednio przyległy do niej a zawierający się pomiędzy miejscowościami: Zembrzyce, Tarnawa Dolna, Jaszczurowa, Świnna Poręba, Zagórze i Dąbrówka (Zał. 1.). Różnica poziomów w obrębie omawianego obszaru jest dość znaczna, najniższy położony punkt w obrębie koryta Skawy znajduje się na wysokości 272,0 m n.p.m.(rejon zapory) a najwyższy stanowi wzniesienie Zamczysko koło Zembrzyc – 514,8 m n.p.m.

Obszar ten zawarty jest pomiędzy 49°46'00" i 49°50'20" szerokości geograficznej N i 19°30'40" oraz 19°36'40" długości geograficznej E. Administracyjnie teren w całości znajduje się w obrębie województwa małopolskiego obejmują południową część powiatu wadowickiego i północną powiatu suskiego.

3. Historia badań oraz wykorzystane materiały archiwalne

Pierwsze wzmianki dotyczące budowy geologicznej tego obszaru spotykamy u badaczy wiedeńskich i niemieckich (L. Hohenegger 1861; C. M. Paul 1868; 1869, F. Roemer 1870; E. Tietze 1889; V. Uhlig 1907) W okresie międzywojennym geologią tego obszaru zajmował się głównie M. Książkiewicz (1930, 1932, 1935),. Większe zainteresowanie tym obszarem następuje w latach pięćdziesiątych i siedemdziesiątych kiedy to ukazują się szereg prac M. Książkiewicza (1951, 1958, 1966, 1970, 1972, 1977) oraz będące zestawieniem wyników jego badań mapy (1953, 1974a, b). Prócz wymienionych opracowań kartograficznych należy wspomnieć iż obszar objęty tym opracowaniem znajdował się na dwóch arkuszach wydania tymczasowego SMGP – ark. Kalwaria Zebrzydowska (Szymakowska, Żytko, 1966) i Sucha (Szymakowska, 1966). Najnowsze opracowanie kartograficzne północnej części obszaru badań znajduje się w nowo edytowanej Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Kalwaria Zebrzydowska (1995) autorstwa W. Ryłko, Z. Paul (2006).

Budowę geologiczną tego rejonu jak i próbę formalizacji utworów jednostki magurskiej podejmuje praca M. Cieszkowskiego, J. Golonki, A. Waśkowskiej-Oliwy i M. Chrustek z 2006 roku. Tam też autorzy zamieszczają bogaty spis publikacji związanych bezpośrednio bądź pośrednio z tym obszarem.

W 1981 roku zakończono prace nad opracowaniem Mapy Geologicznej Polski 1 : 200 000, arkusz Bielsko-Biała (Golonka i in., 1981; Golonka, 1981) obejmującej obszar objęty przeprowadzonymi badaniami. Opracowywany obszar objęty jest również Mapą Hydrogeologiczną Polski 1 : 200 000, arkusz Bielsko-Biała (J. Chowaniec, D. Gierat-Nawrocka, K. Karwan, K. Witek, 1981).

Utwory fliszu karpackiego z obszaru objętego mapą jak i terenów sąsiednich zawarte są w licznych pracach z zakresu stratygrafii, jak i analizy sedimentologicznej. Fundamentalne dla tego obszaru Karpat są publikacje – F. Biedy i in. (1967, 1968), S. Gerocha i in. (1963), M. Cieszkowskiego i A. Waśkowskiej-Oliwy (2001) czy J. Bronowicza (1992) i T. Słomki (1995).

Badania geofizyczne, na które składają się wyniki profilowań sejsmicznych zostały zestawione w Dokumentacji badań sejsmicznych "Zachodnie Karpaty Fliszowe" przez E. Hałoń, A. Wojtas, K. Francik w 1975 roku. Pod względem grawimetrycznym ta część Karpat posiada bardzo słabe rozpoznanie a wykonanie pomiarów przeważnie wzdłuż dróg spowodowało powstanie dużych obszarów bez punktów pomiarowych. Zestawienie wyników prac prowadzonych po 1948 roku znajdują się na "Mapie grawimetrycznej Karpat i Przedgórze w skali 1:200 000" (J. Jamrozik, 1965). Wszystkie dostępne materiały z pomiarów magnetycznych zostały przeliczone i opracowane w formie jednolitej mapy składowej "Z" Karpat i Przedgórze (1972).

Utwory czwartorzędowe były badane w nielicznych stanowiskach, najczęściej poza omawianym obszarem m. in. przez E. Gilot i in. (1982), A. Jahna (1952), M. Klimaszewskiego (1952), W. Koperową, A. Środonia (1965), Niedziałkowską i in. (1985), L. Starkla (1967, 1972, 1983, 1984), J. Macouna (1980, 1985), J. Macouna i in. (1965), E. Stupnicką (1963, 1960), M. Książkiewicza (1935), K. Koniora (1939). Problematykę zmian sieci rzecznej w starszym czwartorzędzie przedstawili J. Mojski, E. Rühle (1965). Problematyka maksymalnego zasięgu lądolodu był przedmiotem badań i rozważań J. Macouna i in. (1965), J. Macouna (1980, 1985) i J. Lewandowskiego (1988).

W wykonaniu map dla rejonu Zbiornika Wodnego Świnna Poręba uwzględniono również analizy dostępnych materiałów archiwalnych i przygotowanych opracowań w tym:

1. Dokumentacja geologiczno - inżynierska do ZTE zbiornika wodnego na rzece Skawa w miejscowości Świnna Poręba – linie komunikacyjne. Część IV, PGBW - Hydrogeo , Kraków 1974.
2. Dokumentacja geologiczno - inżynierska do PT przełożenia dróg kołowych. Cz. II. droga Mucharz – Zembrzyce, PGBW - Hydrogeo , Kraków 1982 r.
3. Dokumentacja technicznych badań podłoża projektowanej drogi Mucharz – Zembrzyce – odc. I. PGBW - Hydrogeo, Kraków 1989.
4. Ekspertyza dotycząca warunków geotechnicznych w obrębie obszarów osuwiskowych na trasie projektowanej drogi Skawce – Zembrzyce. STI i TWM, Warszawa 1988
5. Projekty techniczne zabezpieczenia osuwisk 1,16 i 17 w ciągu drogi krajowej nr 98, Wadowice – Nowy Sącz – Krosno na odcinku Mucharz – Tarnawa Dolna opracowane przez zespół Krakowskiego Biura Projektów Dróg i Mostów „transprojekt” z 1989 r.
6. Wyniki przemieszczeń pionowych reperów opracowane przez OPGK w Krakowie w 2004 roku
7. Projekt budowlany zabezpieczenia osuwiska nr 1, 17 i 16 w ciągu drogi krajowej nr 28 w rejonie zbiornika wodnego Świnna Poręba, J. Salawa z BPI Consult Sp. z oo. w 2004 rok.
8. Dokumentacja geologiczno-inżynierska osuwisk dla potrzeb projektowania zabezpieczeń drogi nr 28 na odcinku Mucharz – Tarnawa Dolna w ramach zadania Budowa Zbiornika Wodnego Świnna Poręba – Zakład Inżynieryjny „Georem” 2005 r.
9. Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla przełożenia linii kolejowej Kraków – Sucha Beskidzka, odcinek Stryszów – Zembrzyce – PIG Oddział Karpacki, PUGL „Chemkop-Laborgeo” Sp. z o.o., 2007 r.

4. Zakres i metodyka wykonanych badań

Prace kartograficzne prowadzono metodą ciągów obserwacyjnych realizowanych głównie wzdłuż potoków i innych linii topograficznych (brzegi rzeki Skawy, drogi, ścieżki, grzbiety). Znacznym uzupełnieniem naturalnych odsłonień były stanowiska zlokalizowane w starych łomach eksploatacyjnych, licznie acz nierównomiernie występujących na badanym obszarze. Lokalizacje badań terenowych przeprowadzono w oparciu o mapy topograficzne w skali 1:10 000.

Doskonałych ciągów odsłonień dostarczyły małe doliny mocno wciętych potoków, które z reguły są prostopadłe bądź skośne do regionalnego układu strukturalnego. Większość nowo uzyskanych danych o budowie geologicznej badanego terenu zawdzięczamy stanowiskom, które pojawiły się w czasie prowadzenia prac budowlanych związanych z zaporą.

Szczególną uwagę zwrócono na dolinę rzeki Skawy gdzie ze względu na miąższe pokrywy czwartorzędowe ilość odsłonień niższego pietra strukturalnego jest wyjątkowo mała. Na tym obszarze wykorzystano także wyniki z ciągów sond wykonanych dla potrzeb tego zadania (Zał. 11). Do opracowania mapy wykorzystano również profile otworów kartograficznych wykonanych wzdłuż doliny (Zał. 9) oraz materiały archiwalne z wcześniejszych etapów projektowych i dokumentacyjnych. Południową granicę zasięgu płaszczowiny śląskiej wyznaczono badaniami terenowymi, a w strefach z miąższymi osadami Skawy nawiązano do interpretacji ciągów badań geofizycznych (Zał. 19).

Profile litostratygraficzne jednostek śląskiej i magurskiej dla badanego obszaru poczynawszy od warstw godulskich po piaskowce magurskie ustalono w oparciu o obserwowane ciągle następstwo utworów. Należy jednocześnie pamiętać o licznych skróceniach tektonicznych występujących w obrębie obu profili, szczególnie na obszarze o wzmożonym zaangażowaniu tektonicznym – wzdłuż uskoków, złuskowań i nasunięć. Dla określenia położenia warstw oraz kierunków transportu wykorzystywano głównie hieroglify prądowe (rzadziej frakcjonalne uziarnienie).

Do ustalenia wieku wyróżnionych wydzieleń przyjęto wyniki badań mikropaleontologicznych A. Szydły i nannoplanktonicznych M. Gareckiej, na próbkach pobranych przez autorów zarówno w odsłonięciach naturalnych z badanego obszaru, jak i rdzeni wiertniczych i szybików geologicznych (Zał. 16).

Rozpoziomowanie utworów czwartorzędu dokonano na podstawie badań terenowych, analizy materiałów archiwalnych oraz oznaczeń palinologicznych – W. Granoszewski (Załącznik 17) i wyników badań wieku bezwzględnego ^{14}C (Załącznik 18) wykonanych na Politechnice Śląskiej.

W związku z brakiem formalnych jednostek litostratygraficznych w opisie utworów jednostki śląskiej występujących w badanym obszarze zastosowano tradycyjne nazewnictwo wydzieleni. Podobnie w obrębie jednostki magurskiej, pomimo istnienia próby formalizacji tej części płaszczowiny (Cieszkowski i in., 2006) postanowiono zastosować tradycyjny podział warstw, jako bardziej czytelny i dla wielu geologów jednoznaczny. Należy zwrócić uwagę, iż stosowane przez autorów określenia: *ławica*, *warstwa*, *seria*, *pakiet*, *kompleks* czy *ogniwo* - nie są określeniami (terminami) związanymi z *Kodeksem stratygraficznym* i często traktowane są jako synonimiczne.

Dla uzyskania graficznie czytelnego obrazu budowy geologicznej autorzy zrezygnowali z zaznaczania w znakach graficznych upadów leżących normalnie położenia hieroglifów a pozostawiono takie oznaczenie dla warstw odwróconych. Jednocześnie zrezygnowano z zamieszczania znacznej ilości tych znaków w sytuacji gdy powtarzały one wartości biegu i upadu w odsłonięciach bezpośrednio z sobą sąsiadujących.

W analizie tektonicznej wykorzystano metody geologii strukturalnej, w szczególności metody, które są określane mianem mikrotektoniki typu kruchego (*brittle microtectonics*) (Jaroszewski, 1972). W takim ujęciu, struktury tektoniczne w skali odsłoneń, takie jak uskoki, lustra tektoniczne, strefy ścinania (*shear bands-zone*), rozcięcia tensyjne (*tension gashes*) (Ramsay, Huber, 1987), dupleksy, fałdy, foliacja, spękania itd., były systematycznie kartowane w wybranych odsłonięciach. Kartowanie to obejmowało pomiary orientacji płaszczyzn warstwowania oraz struktur deformacyjnych (np. płaszczyzn uskoków, luster, rys i zadziórów tektonicznych).

Dla uzupełnienia otrzymanych wyników przeprowadzono analizę zdjęć radarowych w skali 1:100 000 z 1978 r., wykonanych przy zastosowaniu systemu bocznego wybierania – TOROS. Obróbce poddano jedynie cztery z cyfrowane diapozytywy obejmujące rejon doliny Skawy, pomijając fragmenty z cieniem radarowym. Z świadomością wszelkich ograniczeń (Doktor, Graniczny, 1981, 1982, 1983; Jaroszewski, Piątkowska, 1988; Doktor et al., 1985, 1989, 2002), wynikających z metod interpretacyjnych w odniesieniu do lineamentów, w tym subiektywizmu autora, dokonano weryfikacji uzyskanych wyników w terenie.

Zdjęcia lotnicze posłużyły do wstępnego wyznaczenia granic obszarów objętych powierzchniowymi ruchami masowymi, zróżnicowania i rejestracji form morfologicznych (nisz, progów, krawędzi erozyjnych i stożków napływowych). W czasie opracowania korzystano z odbitek stykowych w formacie 23 X 23 cm, stereopar panchromatycznych zdjęć lotniczych z 2002 roku (dokładna data wykonania zdjęć nie jest znana).

Wyniki prac kartograficznych i przeprowadzonych analiz oraz zweryfikowanych interpretacji lineamentów uzyskanych ze zdjęć radarowych zestawiono na mapie w skali 1:10 000. Uzyskany obraz budowy geologicznej w tej skali przygotowano graficznie w programach *MicroStation*, *ArcMap* a stanowią one załączniki niniejszej pracy.

5. Analiza zdjęć radarowych i lotniczych

W zastosowaniu metod analizy teledetekcyjnej dla potrzeb kartowania geologicznego obserwuje się wyraźne odejście od opracowań w skali regionalnej na rzecz szczegółowych studiów geologicznych relatywnie małych obszarów. W czasie prac przygotowawczych przeprowadzono próbę interpretacji zdjęcia satelitarne, która miała posłużyć do wstępnej analizy rzeźby terenu wspomagającej rozpoznanie form powierzchniowych ruchów masowych jak również form morfotektonicznych. Do tych prac wykorzystano zdjęcie satelitarne Landsat ETM+. Zdjęcie to posiadało następującą charakterystykę: satelita Landsat 7, sensor ETM+, path/row - 188/025, 8 kanałów spektralnych, rozd. 30 m, panch. 15 m, ukł. współ. UTM strefa 34, format danych geotiff. Jednak dla uzyskania zaplanowanych efektów w tej skali mapy (1:10 000), zdjęcia wielospektralne (Landsat ETM+) okazały się mało przydatne ze względu na zbyt małą rozdzielczość, natomiast umożliwiają one regionalną analizę geologiczną i geośrodowiskową na dużym obszarze – 200 X 200 km.

W związku z powyższym dla uzyskania obrazu struktur nieciągłych w obszarze badań wykorzystano interpretacji zdjęć radarowych. Dotyczy to szczególnie związku krótkich lineamentów obserwowanych w lewej części doliny Skawy (rejon Świnnej Poręby) jak również w strefie łuski Pilchówki (Zał. 6). W interpretacji wykorzystano czytelne fragmenty trzech zdjęć radarowych badanego obszaru (nr: 10-775; 10-886; 10-887). Powyższe zdjęcia pochodzą z nalołów w kwietniu 1978 r. i zostały wykonane w systemie bocznego wybierania – Toros. Użycie tego systemu przy nalołach równoległych do rozciągłości

elementów regionalnych powoduje znaczne wzmocnienie liniowych struktur geologicznych, na co zwrócili uwagę autorzy najnowszego metodycznego opracowania w tym zakresie (Doktór et al., 2002).

Należy zwrócić uwagę iż wszelkie dostępne zdjęcia wykonane w tym systemie nie pokrywają w zadowalającym stopniu obszaru przeprowadzonych badań, jak również ich jakość nie jest zadowalająca w stosunku do współczesnych metod obróbki komputerowej.

Z obrazem geologicznym zestawiono wszelkie liniowe elementy, których rozmiary pozwoliły na ich kartograficzną weryfikację w terenie. Przyjęto zasadę, iż na obszarze dobrze odsłoniętym (z niewielką ilością osadów czwartorzędowych) uwidaczniające się lineamenty zdjęć radarowych są projekcją powierzchni nieciągłości głębszych utworów fliszowych.

Obszary pokryte miąższymi, luźnymi osadami czwartorzędowymi dostarczają niewielu elementów liniowych do interpretacji. Uwzględniając dodatkowo wysoki stopień urbanizacji w strefie doliny Skawy, otrzymujemy słabo czytelny obraz zjawisk strukturalnych tego rejonu. Należy zwrócić uwagę, że w czasie obróbki zdjęć radarowych jednym z ważniejszych zadań jest wyznaczenie i zidentyfikowanie jak największej ilości punktów pasowania. Umożliwia to wyznaczenie określonych części terenu do analizy i pozwala na dokładne przeniesienie uzyskanego obrazu w tło materiałów kartograficznych w tym wypadku map w skali 1:10 000. Takie zawężenie pozwala na w miarę wiarygodne odczytanie kierunków krótkich lineamentów i ich korelację ze strukturami nieciągłymi, nie daje natomiast podstaw do statystycznego opracowania zdjęć takich jak rozkład zagęszczenia czy uprzywilejowanie kierunków. Uzyskane wyniki nie pozwalają również na w pełni wiarygodne wnioskowanie o geometrii stref nieciągłości i jak się wydaje, odzwierciedlają uskoki o upadach zbliżonych do pionowych. Dotyczy to głównie uskoków o kierunkach prostopadłych bądź skośnych do przebiegu regionalnych form fałdowych. Brak jest tu natomiast możliwości rozpoznania form liniowych związanych z nasunięciami czy złuskowaniami, których kierunek jest zgodny z trendem układu regionalnego a ich powierzchnie mają niewielkie kąty upadu. Generalnie należy zauważyć, że im silniej zróżnicowana jest litologia kompleksów skalnych tym bardziej wyrazisty jest obraz radarowy i łatwiejsza jego interpretacja.

W analizowanym obszarze doskonale zaznaczają się regionalne lineamenty związane z zespołami uskoków w przełomie Skawy od Zebrzydowic po Wadowice (prawa część doliny), na których dochodzi do przemieszczenia kompleksów piaskowcowych

i zlepieńcowych warstw magurskich. Podobną sytuację obserwujemy na zachodniej stronie doliny ale obraz wychodzący z interpretacji nie jest już tak ciągły gdyż znaczna część tego obszaru zbudowana jest z średni i drobnoławicowych piaskowców warstw godulskich i krośnieńskich. Większość analizowanych elementów liniowych przyjmuje kierunki zgodne z obrazem pęknięć powstałych w późnym etapie fałdowania bądź wręcz pofałdowym.

W omawianej strefie lineamenty radarowe w znacznym stopniu pokrywają się z obserwacjami terenowymi. Kierunki rejestrowanych tu, dominujących, nieciągłych form strukturalnych nie odbiegają od generalnego trendu NNW-SSE. Lineamenty wyznaczone w tej strefie w niewielkim stopniu reprezentują uskoki skośne, które trudno byłoby interpretować jako komplementarny system ścięć. Są one raczej zespołem uskoków zrzutowo-przesuwczych tworzących rowy tektoniczne przy nieznacznej lewoskrętnej reaktywacji tej strefy dyslokacyjnej.

W pracach przygotowawczych przeprowadzono również fotointerpretację obszaru badań w oparciu o materiały lotnicze, które stanowiły stereopary fotogrametrycznych zdjęć pionowych, panchromatycznych w skali 1: 13 000. Wykonane one zostały z wysokości 1700 m w 2002 roku przez Państwowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno Kartograficzne.

Pozwoliło to na wstępne wyznaczenie granic obszarów objętych powierzchniowymi ruchami masowymi, zróżnicowanie i rejestrację form morfologicznych (nisz, progów, stożków itd.). Wszelkie uzyskane w ten sposób informacje weryfikowano podczas terenowych prac kartograficznych. Należy zwrócić uwagę, iż szczególnie pomocne dane te były w obszarach gdzie procesy antropogenicznego przekształcania powierzchni w związku z budową zbiornika, nasiliły się po 2002 roku.

6. Budowa geologiczna obszaru badań

Obszar objęty mapą geologiczną znajduje się w Karpatach zewnętrznych (fliszowych). W budowie geologicznej tej zachodniej części łuku karpackiego biorą udział utwory zaliczane do kilku pięter strukturalnych. Allochtoniczne utwory Karpat fliszowych stanowią odrębne piętro strukturalne nasunięte na autochtoniczne molasy neogeńskie. W budowie geologicznej badanego obszaru biorą udział utwory zaliczane do dwóch jednostki śląskiej (grupa średnia) oraz płaszczowiny magurskiej (Książkiewicz, 1972). Ten fragment Karpat Zewnętrznych pomiędzy południkami Nowego Icin (w Czechach) i Wadowic wyróżnia się charakterystyczną blokową budową płaszczowiny śląskiej. Uwidacznia się to szczególnie w obrazie kartograficznym w odniesieniu do górnokredowych i paleoceńskich serii osadowych. Bloki są rozdzielone szeregiem poprzecznych stref dyslokacyjnych (Frydek-Misztek – Frydland; rów jabłonkowski; wschodnia dyslokacja Beskidu Śląskiego; strefa dyslokacji Skawy) i zrotowane. Miąższe kompleksy warstw godulsko - istebniańskich tworzą w ten sposób bloki: Beskidu Jabłonkowskiego, Śląskiego i Małego. Badany teren o zróżnicowanej morfologii, charakteryzuje się również zróżnicowaną budową utworów fliszowych.. W budowie powierzchniowej jednostki śląskiej, obejmującej północną i zachodnią część obszaru, występują wychodnie serii utworów profilu śląskiego, począwszy od górnokredowych i dolnopaleogeńskich warstw godulskich i istebniańskich, które stanowią główny element miąższościowy tej serii, poprzez warstwy hieroglifowe, p-ce ciężkowickie i szeroko rozprzestrzenione warstwy krośnieńskie.

Natomiast południowa i wschodnia część tego obszaru, znajdująca się na terenie jednostki magurskiej i jest zbudowana głównie z warstw *inoceramowych z wkładkami piaskowców glaukonitowych oraz piaskowców ciężkowickich (ze Skawiec) i pstrych łupków*. W południowym obrzeżeniu terenu badań występują oligoceńskie utwory warstw podmagurskich, nadbudowane znacznym kompleksem piaskowców paleogenu tworzącym pasmo Beskidu Makowskiego.

Oprócz nasunięcia jednostki magurskiej na śląską występuje na badanym obszarze szereg uskoków poprzecznych zrzutowo - przesuwczych różnej wielkości i rangi, z których największy nosi nazwę uskoku Mucharza – Skawy (M. Książkiewicz, 1974). Uskoki te związane są przed wszystkim z nasunięciem, ale część z nich jest młodsza od czasu

nasunięcia, i nie można wykluczyć, że związane są one z młodymi ruchami neotektonicznymi. Zaznaczyć jednak należy, iż w obrębie zarówno jednostki śląskiej jak i magurskiej występuje tu także szereg drugorzędnych elementów tektonicznych (złuskowań i fałdów) niekiedy mających rangę regionalną.

Całość terenu przykryta jest glinami i glinami z rumoszami, których miąższość w dolnych częściach stoków wzrasta do kilku metrów. W dnach dolin występują zróżnicowane litologicznie i miąższościowo osady rzeczne. Duże osuwiska rozwinęły się w obszarze wychodni warstw inoceramowych, pstrych łupkach oraz warstwach krośnieńskich, a ruchy grawitacyjne objęły zarówno utwory czwartorzędowe jak i skały fliszowe.

7. Zastosowane wydzielenia litostratygraficzne

W opisie wydzieleni zastosowano zasady obowiązujące przy Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski tak więc wydzielenia omówione są od najstarszych do najmłodszych, jednocześnie w nawiasach [] zachowano numerację z legendy map podstawowych (Zał. 2).

7.1. Jednostka śląska

SENON

Warstwy godulskie

Pierwotne pojęcie piaskowca godulskiego wprowadzone przez Hoheneggera (1861 a, b) obejmowało serie utworów współcześnie zaliczanych do warstw Igockich, godulskich i istebniańskich dolnych. Obecny trójdzielny podział warstw godulskich stosowany w Beskidzie Małym, Śląskim oraz Morawskim, zawdzięczamy pracy Książkiewicza (1933) z obszaru wschodniej części Beskidu Małego.

Warstwy godulskie środkowe [29]

Na niewielkim obszarze w północno-zachodnim fragmencie terenu badań pojawia się ogniwo grubo i średnioławicowych piaskowców - warstw godulskich środkowych. W odróżnieniu od dolnej części warstw godulskich wykształcenie litologiczne tego ogniwa jest wyraźnie ujednolicone na większym odcinku tej części Karpat. Wyraźna dominacja kompleksów piaskowcowych i ostre granice w stropie i spągu ogniwa pozwalają na precyzyjne jego wydzielenie w profilu utworów jednostki śląskiej. Piaskowce tego ogniwa są na ogół drobno- i średnioziarniste, kwarcowe, zawierają także skalenie, dużo glaukonitu i drobnej miki; na świeżych przełamach są wyraźnie szarozielonkawe. Od piaskowców dolnego ogniwa odróżniają się widocznym brakiem okruchów skał osadowych oraz wapnistością większości ławic. Najgrubsze z ławic, osiągające 3 m miąższości, stanowią masywne piaskowce z dobrze wysortowanego materiału, pozbawione gradacyjnego uziarnienia. Cieńsze ławice (1,5 m) stanowią piaskowce uziarnione frakcjonalnie,

z wyraźną laminacją równoległą w stropie; na powierzchniach oddzielności uwidacznia się silne wzbogacenie w mikę i detrytus roślinny.

Łupki rozdzielające piaskowce występują w niewielkich pakietach (5 - 20 cm), najczęściej jako nieciągłe wkładki mułowcowe. Jedynie w środkowej części ogniwa spotykamy większe nagromadzenie zielonkawych łupków ilastych z cienkoławicowymi piaskowcami masywnymi o wyraźnie zaznaczonym spagu i stopniowym przejściu w mułowce. Miąższość warstw godulskich środkowych na kartowanym obszarze jest trudna do oszacowania gdyż pojawiają się one jedynie w osiowej strefie antykliny Gołębiówki.

Warstwy godulskie górne [28]

Warstwy te rozpoczynają się ostrym i wyraźnym przejściem z warstw środkowych godulskich. Są one wykształcone jako kompleks piaskowcowo-łupkowy. Reprezentowane są głównie przez piaskowce cienko- rzadziej, średnioławicowe (do 80 cm), barwy szarozielonkawej, niekiedy wapniste, zazwyczaj drobnoziarniste, złożone głównie z kwarcu i niewielkiej ilości skaleni i biotyту. Spotyka się tu również ławice znacznie wzbogacone w glaukonit, mające wyraźniejsze zielone zabarwienie. Towarzyszą im wówczas soczewki i wkładki czarnych mułowców z glaukonitem i kwarcem oraz skaolinizowanym skalaniem. W obrębie tego ogniwa dominują piaskowce o wyraźnym uziarnieniu frakcjonalnym, laminowane równolegle, ze stopniowym przejściem w mułowce. Najcieńsze z ławic reprezentują skrzemionkowane piaskowce masywne, pozbawione laminacji, o ostro zaznaczonym spagu i stropie. Łupki mułowcowe rozdzielające piaskowce są najczęściej barwy szarej, ciemnoszarej, bądź zielonkawej, występują w pakietach 30 - 40 cm. Zarówno piaskowce jak i łupki często zawierają muskowiт, w tych ostatnich doskonale widoczny na powierzchniach oddzielności.

Utwory tego ogniwa rozprzestrzenione są wzdłuż zachodniego fragmentu doliny Skawy (Sikorówka, Jaszczurowa) gdzie doskonałych odsłonień dostarcza potok w przysiółku Zapotocze. W północnej części badanego obszaru wychodnie tych warstw występują na wschód od zapory (Leśniówka). Całkowita miąższość warstw godulskich górnych wraz z opisanym niżej zlepieńcem malinowskim wynosi ponad 500 m.

Mikrofauna górnych warstw godulskich nie daje wskazówek do dokładniejszego określenia wieku niż górny senon. Zostały tu znalezione tylko otwornice aglutynujące w tym

liczne okazy *Hormosina ovulum gigantea* Geroch oraz pojedyncze okazy *Rzehakina epigona* (Rzehak) i *Dorothia crassa* (Mersson).

Zlepieńiec malinowski. Na południowych i zachodnich zboczach Góry (Leśniówka), wśród łupków i piaskowców warstw godulskich górnych rozwinięty jest kilkumetrowy, zwarty kompleks zlepieńców malinowskich. W jego skład wchodzi jasnostalowe, gruboławicowe zlepieńce i piaskowce o wyraźnym frakcyjnym uziarnieniu i spoiwie ilastym. Rozdzielone są one cienkimi (5-8 cm), silnie zapiaszczonymi łupkami mułowcowymi, na powierzchniach których widoczne jest znaczne nagromadzenie detrytusu roślinnego. W skład zlepieńców wchodzi przede wszystkim kwarc mleczny i różowy, skalenie oraz fragmenty skał metamorficznych, głównie gnejsów. Materiał ten jest dość dobrze obtoczony o średnicach dochodzących do 2 cm średnicy. Zlepieńce w spoiwie zawierają także niewielkie ilości muskowitu i glaukonitu. Ponieważ nie stanowi on poziomu ciągłego dającego się wydzielić nawet w tej skali mapy włączono te utwory w obręb warstw godulskich górnych.

Warstwy istebniańskie

Określenie „piaskowiec istebniański” zostało wprowadzone przez L. Hoheneggera (1861a), lecz współczesny czterocłonowy podział tych warstw zawdzięczamy V. Uligowi (1907), który włączył w ich poczet najniższe piaskowcowe ogniwo. Sprecyzowanie granic dla warstw istebniańskich następuje w pracy J. Burtan (1936) oraz na Mapie geologicznej Karpat Śląskich (1937).

Na badanym obszarze występuje pełny profil tych warstw. Najlepszych odsłonień dostarczają oba brzegi rzeki Skawy szczególnie w okolicach Lasu Mucharskiego, Bratkówki i Lachówki (Załącznik 3).

Piaskowce i zlepieńce - warstwy istebniańskie dolne [27] składają się głównie z gruboławicowych, gruboziarnistych piaskowców i zlepieńców; miąższość poszczególnych ławic jest zróżnicowana - maksymalnie wynosi 4 m. W ich skład wchodzi dość dobrze wysortowany materiał złożony głównie z kwarcu, często zwiędziały skaleń oraz w mniejszych ilościach muskowitu. W zlepieńcach szczególnie dobrze widoczne są okruchy skał magmowych i metamorficznych (granitoidy, gnejsy, łupki: biotytowe, chlorytowe i serycytowe)(Załącznik 14, 15) oraz osadowych (wapienie). Partie zlepieńcowe są w tym ogniwie częste, lecz nie zdominowały profilu tak jak to ma miejsce wyżej,

w piaskowcowym kompleksie ogniwa górnego. Reprezentowane są tu głównie przez sekwencje kanałowe z zaznaczoną frakcjonalnością uziarnienia. Spoiwo piaskowców jest ilasto - żelaziste, natomiast w zlepieńcach jest ono piaszczysto – żelaziste. Zarówno jedne jak i drugie są słabo zwięzłe, wietrzejąc rozsypują się na piasek bądź gruz, przyjmują wówczas mocno rdzawą barwę. Poszczególne ławice rozdzielone są zazwyczaj cienkimi pakietami ciemnych, prawie czarnych, ilastych łupków z detrytusem roślinnym. W niższej części profilu tego ogniwa spotyka się również łupki szarozielonkawe, niekiedy słabo margliste, podobne jak w warstwach godulskich. Analiza mikrofaunistyczna próbek pobranych z łupkowych wkładek w dolnych warstwach istebniańskich wykazała obecność zespołu reprezentującego górny senon (*Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Hormosina gigantea* Geroch, *H. ovulum* (Grzybowski), *Cystaminella pseudopauciloculata* (Mjatluk), *Gerochammina conversa* (Grzybowski), *Recurvoides walteri* (Grzybowski), *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Rhabdammina cylindrica* (Glasner), *R. robusta* (Grzybowski). Miąższość dolnych warstw istebniańskich wynosi 380-400 m.

PALEOCEN

Warstwy istebniańskie górne

Dolne łupki istebniańskie [26] odsłania się w prawym brzegu Skawy (Las Kurczyna) oraz w lewej części doliny (Świnna Poręba - Międzyopotoki). Granica pomiędzy dolnymi i górnymi warstwami istebniańskimi jest wyraźna i wyznaczona przez pojawienie się miąższych pakietów ciemnoszarych bądź czarnych łupków ilastych, niekiedy słabo marglistych, wówczas jaśniejszych, o grubszej łupliwości. Wśród nich występują cienkie (4-10 cm) ławice szarych i szarozielonkawych piaskowców drobnoziarnistych (kwarcowo-skaleniovych), niekiedy z widocznym warstwowaniem przekątnym. W kompleksie tym występuje ponadto kilkanaście wkładek cienkoławicowych syderytów ilastych (3-5 cm miąższości). Spoiwo krzemionkowo-ilaste powoduje, że piaskowce są twarde, rozpadają się kostkowo, a na zwiędniętych powierzchniach przyjmują szaro-rdzawą barwę. W całym tym kompleksie występują cienkie (10-80 cm) smugi **łupków pstrych [25]**, najczęściej czerwonych, a w niższej części profilu, także jasnozielonkawych. Miąższość dolnego kompleksu łupków wynosi około 40-60 metrów i jest wartością szacunkową gdyż w przeważającej części obszaru objętego zdjęciem geologicznym kompleks ten nie jest ciągły zarówno z uwagi na silne zaangażowanie tektoniczne jak i pierwotny charakter

depozycji. W próbkę ze spągowej części tego kompleksu stwierdzono paleoceński zespół otwornic [*Glomospirella grzybowskii* (Jurkiewicz), *Ammolagena clavata* (Jones et Parker), *Gerochammina conversa* (Grzybowski), *Recurvoides walteri* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *H. cf. excelsa* (Dyląganka), *Reophax velascoensis* (Cushman), *Globigerina sp.*].

Piaskowce i zlepieńce [24]. Ponad dolnymi łupkami rozwija się ogniwo zlepieńcowo - piaskowcowe o podobnym wykształceniu litologicznym jak warstwy istebniańskie dolne. Całkowita miąższość tego ogniwa wynosi około 180 metrów. Od niższego ogniwa piaskowcowego utwory tu występujące odróżnia wyraźna przewaga gruboławicowych zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych, z licznymi sferosyderytami w obrębie ławic oraz silnie zredukowana miąższość wkładek łupków, które je rozdzielają. Charakterystyczną cechą tego ogniwa jest również liczne wystąpienie miąższych ławic żwirowców ilastych (Mucharz), stanowiących wypełnienia kanałowe o bogatym składzie petrograficznym (Załącz. 14, 15). Prócz licznych fragmentów kwarcu występuje nieuporządkowany i słabo obtoczony materiał skał magmowych, metamorficznych i osadowych (bazałyty, granity, gnejsy oczkowe, gnejsy biotytowo-muskowitowe, kwarcyty, wapienie). W utworach tego ogniwa zaznacza się nieznaczne zwiększenie udziału skaleni i miki oraz częstsze występowanie spoiwa węglanowego w stosunku do dolnych piaskowców istebniańskich. Na niewielkim odcinku, w stropowej części kompleksu, miąższość ławic maleje i przechodzą one stopniowo, choć wyraźnie w łupki górne.

Górne łupki istebniańskie [23].

Najmłodsza część warstw istebniańskich górnych reprezentowana jest przez łupki i piaskowce o miąższości 40 - 60 metrów; w różnych częściach profilu pojawiają się wkładki łupków pstrych o miąższości 8-16 m będące jednak elementem nieciągłym kartograficznie. W opracowanej mapie zastosowano wspólne wydzielenie dla wszystkich poziomów łupków pstrych w obrębie górnych warstw istebniańskich.

Dominującym osadem tego ogniwa są ciemne, miejscami czarne, a na zwietrzałych powierzchniach rudobrunatne łupki ilaste. Wśród nich występują cienkie (5 - 8 cm) wkładki ciemnych, mikowych piaskowców drobnoziarnistych z nielicznymi bioglify na powierzchniach spągowych. Charakterystyczną cechą jest tu pojawianie się, szczególnie w okolicy wkładek łupków pstrych, licznych cienkich pakietów ławic syderytowych

o miąższościach od 2 do 12 cm oraz pojedynczych konkrecji sydereitowych o średnicach dochodzących do 20 cm.

Lokalizacja głównych odsłonień tego ogniwa znajduje się pomiędzy Zagórzem a Łękawicą i w rejonie Świnnej Poręby. Próbką pobrana z najwyższej części profilu zawiera silnie zubożony zespół paleocenu.

PALEOCEN - EOCEN

Piaskowce ciężkowickie [22]

Piaskowce te występują jedynie w rejonie Ostałowej Dąbrowskiej. Stanowią tu niewielkie soczewkowe wtrącenie w niższej części mocno zredukowanych tektonicznie warstw hieroglifowych. Są to średnio- i gruboławicowe piaskowce barwy szarozielonkawej z rozproszoną frakcją grubszą, złożoną głównie z kwarcu (do 70% składu) i skaleni oraz akcesorycznych ilości okruchów skał magmowych i metamorficznych. Zmienność profilu piaskowców ciężkowickich na tym obszarze jest niewielka. Z reguły brak jest piaskowców cienkoławicowych oraz zlepieńców masywnych. Jedynie w spagowych częściach ławic o miąższości przekraczającej 1,5 m uwidacznia się, na skutek frakcjonalnego uziarnienia, wzbogacenie w materiał o średnicy 1-2 cm. Natomiast w stropowej części ławic widoczna jest laminacja pozioma podkreślona zwiększonym nagromadzeniem miki i detrytusu roślinnego. W odróżnieniu od warstw istebniańskich zaznacza się zmniejszenie ilości materiału skał osadowych oraz glaukonitu. Łupki tu występujące są szare, ilaste, miejscami zapiaszczone, towarzyszą im kilkucentymetrowe ławice drobnoziarnistych piaskowców typu warstw hieroglifowych. Miąższość piaskowców ciężkowickich jest trudna do określenia, gdyż na omawianym obszarze tworzą one kilka kompleksów rozdzielonych nieciągłymi pakietami łupków. Brak jest możliwości ich podziału na poziomy, jak to ma miejsce na wschód od linii Skawy. Obie granice tego wydzielenia są wyraźne poprzez ostry kontakt z seriami łupkowymi warstw istebniańskich i hieroglifowych. Ubogie zespoły otwornic z łupków wśród piaskowców ciężkowickich pozwalają na przybliżone jedynie określenie wieku ogniwa jako paleocen - eocen dolny [*Rzehakina simplex* (Grzybowski), *Recurvoides walteri* (Grzybowski)] (Geroch, 1960, Leszczyński, 1981).

EOCEN

Warstwy hieroglifowe [20]

Warstwy te odsłaniają się na północno-wschodnich zboczach grzbietu Mucharza (Działy) i ciągną się w kierunku Ostałowej - Łękawicy. Reprezentowane są przez osady złożone z cienkoławicowych piaskowców oraz pakiety szarych, często zielonkawych i pstrych łupków ilastych. Piaskowce są krzemionkowe, drobnoziarniste, niekiedy zlewne, o charakterystycznym kostkowym rozpadzie. Zawierają one z reguły znaczne ilości równomiernie rozproszonego drobnego glaukonitu a na dolnych powierzchniach występują liczne bioglify. Gradacyjne ułożenie materiału terygenicznego oraz warstwowanie przekątne jest najczęściej spotykaną cechą strukturalną w tych piaskowcach. Odnotować należy, iż ten typ utworów pojawia się po raz pierwszy w formie niewielkich wkładek już w obrębie górnej części piaskowców ciężkowickich. W środkowej części profilu warstw hieroglifowych występują grubsze ławice piaskowcowe, lecz nigdy na badanym obszarze nie przekraczały one 0,6 m miąższości. Towarzyszą im wówczas zielone łupki i mułowce silnie margliste (Węgierska Górka). Miąższość warstw hieroglifowych wraz ze smugami łupków pstrych wynosi około 120 m.

Łupki pstre [21] występują w różnych wydzieleniach eocenu. Zestawiono je na mapie (Zał. 3) badanego obszaru jako wkładki tego samego typu osadu w różnych częściach profilu. Uzasadnione jest to obserwowanym wyraźnym brakiem ciągłości tych poziomów wynikającym z przyczyn sedymentologicznych jak i tektonicznych (strefy przyuskokowe). Oznaczono tak czerwone pakiety mułowcowo-ilaste występujące w obrębie sąsiedztwie piaskowców ciężkowickich, jak i pstre i zielone łupki w różnych częściach profilu warstw hieroglifowych. Jedyne w miarę stały poziom występuje w obrębie warstw hieroglifowych i reprezentuje osady wyższego eocenu (Łękawica).

Są to przeważnie czerwone, rzadziej jasnozielone łupki mułowcowe, niekiedy mułowcowo-margliste, bez wyraźnej laminacji. Podrzędne wkładki cienkoławicowych piaskowców spotyka się wyłącznie w obrębie warstw hieroglifowych. Są one wówczas krzemieniste z licznym glaukonitem.

OLIGOCEN

Warstwy menilitowe [18]

Odsłaniają się one na powierzchni w rejonie Dąbrówki jako normalny nadkład starszych ogniw profilu jednostki śląskiej bądź w jądrach niewielkich elementów fałdowych (Rdzawi). W zachodniej części badanego obszaru są wyraźnie zredukowane tektonicznie i pojawiają się jedynie w zaklinowanym pomiędzy dwoma uskokami bloku na południe od Jaszczurowej (Wesoła).

Warstwy menilitowe reprezentowane są przez kompleks o nieznacznej zmienności litologicznej złożony z bezwapnistych, ciemnych, brunatnych łupków mułowcowych o oddzielności tabliczkowej. Towarzyszą im cienkoławicowe skrzemionkowane piaskowce z glaukonitem oraz prawie czarne **rogowce** [19] (Zał. 14, 15). Te pierwsze to cienkoławicowe, jasne piaskowce z glaukonitem oraz drobnoziarniste piaskowce mikowe. Oba typy są wapniste, przekładane łupkami mułowcowymi, o charakterze mieszanym, krośnieńsko – menilitowym. Kompleks ten odpowiada swoim wykształceniem i położeniem w profilu jednostki śląskiej piaskowcowi gródeckiemu K. M. Paula i E. Tietzego (1879), występującemu dalej na zachód w dolinie Olzy (Burtan, 1936). Miąższość wczesnoligoceńskich (Olszewska, 1985) warstw menilitowych wynosi około 60 metrów.

Warstwy krośnieńskie [17]

Główna część warstw krośnieńskich to kompleks łupkowo-piaskowcowych utworów o miąższości dochodzącej do 400 metrów, stanowią one główny element składowy warstw krośnieńskich w środkowej części badanego obszaru. Seria ta złożona jest głównie z ciemnoszarych, stalowych łupków mułowcowych, niekiedy silnie marglistych, o powierzchniach oddzielności pokrytych drobnymi blaszkami miki. Łupki występują w pakietach dochodzących do 2 m miąższości. Piaskowce tu występujące są również silnie mikowe, drobnoziarniste, barwy szaro-popielatej lub szaro-niebieskawe, wapniste. Są to cienkoławicowe piaskowce płytowe, przeważnie o miąższości 5 – 15 cm i uwarstwieniu równoległym i konwolutnym. Pojawiają się one w odsłonięciach powierzchniowych najczęściej w niewielkich pakietach rozdzielonych miąższymi wkładkami łupkowymi.

W dolnej części profilu warstw krośnieńskich widoczne są wychodnie kompleksu złożonego głównie z **piaskowców gruboławicowych** [16] (od 1 do 4 m) (kamieniołomy Mucharz i Skawce). Są one drobno- i średnioziarniste, z wyraźnym uziarnieniem

frakcjonalnym, silnie muskowitowe, o spoiwie węglanowym. Piaskowce te przeławicają się z gruboławpliwymi, ciemnoszarymi, marglistymi łupkami, z reguły o niewielkiej miąższości (15-30 cm). Miąższość piaskowcowego kompleksu warstw krośnieńskich wynosi 120 m. Tak więc w obrazie kartograficznym przyjęty podział litologiczny nie odpowiada „tradycyjnemu” podziałowi na dolne i górne (wczesnomioceńskie) warstwy krośnieńskie znane z wschodniej części polskich Karpat.

7.2. Jednostka magurska

Warstwy inoceramowe

Najstarsze utwory jednostki magurskiej na obszarze badań reprezentowane są przez warstwy inoceramowe (ropianieckie) w facji biotytowej. We współczesnym ujęciu litostratygrafii fliszu karpackiego należy je rozdzielić na dwa kompleksy o wyraźnym zróżnicowaniu litologicznym. I tak w dolnej części dominującym osadem jest rytmiczny flisz cienkoławicowych piaskowców i łupków w stosunku 1:1 określany jako warstwy z Jaworzynki. Ponad tym kompleksem w obszarze objętym tymi badaniami wydzielono młodsze ogniwo piaskowców z Mutnego.

Warstwy z Jaworzynki [36], po raz pierwszy opisane przez J. Burtan (1973, Burtan i in., 1976, 1978), jako formalna jednostka litostratygraficzna (formacja z Jaworzynki) została wprowadzona do wydzieleni jednostki magurskiej przez N. Oszczypkę i in. w 2005 roku.

Wspólną cechą tego wydzielenia jest występowanie w różnych proporcjach mikowych piaskowców biotytowych, biotytowo-skaleniovych i skaleniovych.

Są to piaskowce cienkoławicowe i wtedy zwykle skorupowe, popielato-niebieskie, wapniste, drobnoziarniste, twarde, rozpadające się na wąskie płyty. Ławice grubsze od 20 cm są z reguły frakcjonalnie uziarnione z laminacją równoległą i przekątną, niekiedy konwolutną. W składzie piaskowców dominuje kwarc a muskowił koncentruje się z reguły na powierzchniach laminacji. Wietrzejąc piaskowce pokrywają się rdzawą skorupą przyjmując brunatnordzawą barwę całych odsłoniętych pakietów. Występowanie piaskowców średnioławicowych jest ograniczone do niewielkich pakietów a i wówczas towarzyszą im grubsze ogniwa łupkowe. Zupełnie sporadyczne jest pojawienie się pojedynczych ławic grubszych niż 1 m piaskowców. Szczeliny poszczególnych ławic piaskowca poprzecinane są grubymi żyłami kalcytu.

Łupki są wapniste ciemnoszare, niebieskawe, zielonawe lub oliwkowe, dość twarde, mikowe zawierające czasem drobne fukoidy. Tylko w nielicznych odsłonięciach odnotować można występowanie pakietów łupkowych tworząc parumetrowej miąższości kompleksy.

W Brzeżnej części nasunięcia płaszczowiny magurskiej dolna granica tego wydzielenia ma wyraźny charakter tektoniczny stąd też możliwość powtórzeń w silnie złuskowanych elementach i brak możliwości precyzyjnego oszacowania ich miąższości.

Badania mikrofaunistyczne próbek pobranych z tego ogniwa nie dały pełnej odpowiedzi co do wieku tego osadu. Źle zachowana fauna otwornicowa jedynie w przybliżeniu pozwoliła określić wiek na późny sennon – wczesny paleocen. Rozprzestrzenienie warstw z Jaworzynki ściśle związane jest z przebiegiem nasunięcia magurskiego i na badanym obszarze rozciąga się od Tarnawy Dolnej przez Skawce po Dąbrówkę. Drugi pas wychodni tych warstw towarzyszy łusce Zembrzyc a doskonałych odsłoneń dostarcza dolina potoku w przysiółku Grygle.

Piaskowce z Mutnego [35]

Książkiewicz (1974a, b) wydziela w stropie warstw inoceramowych znaczny kompleks utworów z wyraźną dominacją piaskowców średnio i gruboławicowych opisanych jako „warstwy ropianieckie z wkładkami piaskowców arkozowych” paleoceńskiego wieku. Nadmieniał też, że istnieje podobieństwo między tymi utworami a warstwami z Mutnego opisanymi przez Sikorę & Żytkę (1959). Zdaniem autorów najnowszej pracy z tego rejonu (Cieszkowski i in., 2006) „warstwy ropianieckie z wkładkami piaskowców arkozowych” oraz piaskowce gruboławicowe warstw z Gołyni reprezentują ten sam poziom litostratygraficzny i przyporządkowują je do formalnego ogniwa piaskowców z Mutnego. Obserwacje terenowe wykonane w czasie prac nad przygotowaniem obecnej mapy wskazują na słuszność takiej kwalifikacji tych utworów.

W tej części warstw inoceramowych piaskowce osiągają miąższości do 1,5 m. Są to piaskowce średnio- i gruboziarniste, rzadziej zlepieńcowate. Przyjmują one na świeżych przełamach barwy jasno szare, stalowe a po zwietrzeniu jasnobrunatne lub szarobeżowe. W obrębie poszczególnych ławic słabo zaznacza się laminacja równoległa bądź przekątna. W dolnych częściach ławic piaskowce są często zlepieńcowate jako wynik frakcjonalnego uziarnienia. W składzie piaskowców dominuje kwarc i znaczne ilości łuszczyków, mniej jest skaleni, okruchów skał metamorficznych, łupków mikowych, fylitów, a także klastów łupków lub margli, tylko miejscami pojawia się też glaukonit. Spoiwo piaskowców jest węglanowe lub rzadziej węglanowo-krzemionkowe.

Ciemnoszare niekiedy prawie czarne łupki mułowcowe, które występują pomiędzy piaskowcami, często z muskowitowym pelitem i detrytusem roślinnym, tworzące wkładki od kilku do kilkunastu centymetrów, a miejscami do 1 m. Występują tu też twarde ilaste lub margliste łupki, które w wyższych częściach profilu przyjmują odcienie koloru zielonego. W grubszych, liczących do 1 m pakietach łupkowych pojawiają się wkładki laminowanych,

wapnistych, mikowych piaskowców typu inoceramowego z reguły nie przekraczających 5 cm miąższości. Piaskowce z Mutnego jako wyższa część paleoceńskich warstw inoceramowych osiąga miąższość około 120 m i rozciągają się pasem pomiędzy Tarnawą Dolną (Na Nizinie), Skawcami (Bochenkowa Dolina) a Dąbrówką (Wielkie Pole).

PALEOCEN - EOCEN

Łupki pstre z Łabowej [34]

W rejonie badań tworzą trzy poziomy: dolny, środkowy i górny (Cieszkowski & Waśkowska-Oliwa, 2001). Są to łupki ilaste, przeważnie czerwone, z pojedynczymi wkładkami cienkoławicowych piaskowców glaukonitowych, rzadko tworzącymi pakiety. Spoczywają one na kompleksie warstw inoceramowych.

Łupki wykształcone są w postaci czerwonych (wiśniowych) i zielonych, szarych lub ciemnych łupków ilastych, zawierających liczne ale nieregularne wkłady piaskowców cienkoławicowych, twardych, drobnoziarnistych, glaukonitowych, wapnistych z żyłami kalcytu i drobnymi hieroglifami. Obok nich występują cienkie wkładki jasnozielonych, twardych piaskowców kwarcytowych; oraz zielonych, cienkich, niezbyt zwięzłych piaskowców z rdzawymi nalotami. Spotyka się również, zwłaszcza w dolnej części, wkładki mikowych, skorupowych piaskowców w towarzystwie ciemnych łupków. Zdarzają się wkładki jasnych, średnio- a nawet gruboziarnistych piaskowców kwarcytowych, gruboławicowych.

W poziomie dolnym przeważają czerwone, w górnym zielone łupki. W górnej części liczniej występują sferosyderyty w postaci niewielkich buł, powleczonego czasem tlenkami manganu. Naloty i naskorupienia manganowe obserwuje się też na łupkach, piaskowcach i mułowcach.

Grubość pstrych łupków wynosi średnio 120 m, miejscami osiąga 200 m.

Wiek formacji z Łabowej w rejonie Suchej Beskidzkiej został określony na paleocen-środkowy eocen (Książkiewicz 1974, Cieszkowski, Waśkowska-Oliwa 2001).

Piaskowce ze Skawiec (ciężkowickie) [33]

Wydzielenie reprezentowane jest przez masywne piaskowce, grubo- lub bardzo gruboławicowe, gruboziarniste i zlepieńcowate, przekładane zazwyczaj jedynie cienkimi wkładkami łupków. Grubość pojedynczych ławic wynosi zwykle około 1-2 m. Obserwuje się

również znacznie bardziej mięjsze. Niektóre ławice złożone, porozdzielane powierzchniami amalgamacji dochodzą do kilku metrów miąższości. Piaskowce są średnioziarniste, często gruboziarniste, nierzadko przechodzące w grube zlepieńce. Barwa piaskowców na świeżym przełamie jest szara lub stalowo-szara, często z odcieniem zielonawym od drobno roztartego pyłu z łupków chlorytowych. Warstwowanie frakcjonalne jest w nich mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczone. Spoiwo jest zwykle wapniste. Silnie wapniste odmiany są zwarte, przy wietrzeniu zaokrąglają się, a nawet dają formy kuliste. Zlepieńce, reprezentujące przeważnie drobne frakcje, występują często w postaci smug i soczewek.

W skład piaskowców wchodzi głównie kwarc i w mniejszej ilości rozłożone skalenie oraz domieszka okruchów łupków krystalicznych. Niektóre ławice zawierają dość dużo miki. Głównym składnikiem zlepieńców są zielone łupki chlorytowe, którym towarzyszą przejrzyste lub mleczne kwarcy, ciemne błyszczące fility, rzadziej wapienie. Rzadko występują czerwone lub białe, drobnoziarniste granity.

Łupki przeławicające piaskowce są ilaste, ciemnoszare, zielone i czasem też pstre. Tworzą one zazwyczaj cienkie wkładki parocentymetrowej grubości.

Miąższość piaskowców ze Skawiec wynosi średnio 120 - 150 m, czasem przekracza 250 m.

EOCEN

Warstwy belowskie [32]

Warstwy belowskie jako formacja zostały opisane ze strefy bystrzyckiej jednostki magurskiej przez Oszczypko (1991). Zasięg ich został rozszerzony na podjednostki raczańską i Siar (Oszczypko i in. 2002), gdzie zajmuje ona pozycję warstw hieroglifowych. Opisy tych warstw z rejonu Suchej Beskidzkiej jako warstw belowskich górnych tożsamy z warstwami hieroglifowymi zamieścił Książkiewicz (1974a, b). Wydzielił on dwie facje - południową piaskowcowo-łupkową i fację północną łupków zielonych.

Na badanym obszarze warstwy belowskie występują na niewielkim skrawku w rejonie Zembrzyc w facji północnej. Reprezentowana jest ona głównie przez szarozielonkawę łupki o dość grubej łupliwości, przeważnie bezwapniste. Towarzyszą im jaśniejsze, szare łupki wapniste, a miejscami miękkie, plastyczne, żółtawobeżowe łupki margliste i kilkunastocentymetrowe wkładki twardych, popielatych margli, przypominających margle łackie, a sporadycznie cienkie warstewki marglistych wapieni turbiditowych (Cieszkowski i in.

2006). Podrzędnie występujące w wydzielaniu piaskowce są drobnoziarniste, kwarcowe z niewielką ilością muskowitu, glaukonitu czy detrytusu roślinnego, barwy od zielono-szarej do niebiesko-szarej, laminowane równolegle i przekątnie, a niekiedy konwolutnie. Pękają kostkowo, a niekiedy wykazują oddzielność płytkową. Warstwy beloweskie nie są równomiernie rozprzestrzenione. W kierunku północnym stopniowo się wyklinowują. Czasami związane jest to z redukcją tektoniczną całego kompleksu warstw beloweskich. Miąższość tego wydzielania waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów.

EOCEN - OLIGOCEN

Łupki, mułowce i piaskowce – łupki z Zembrzyc (warstwy podmagurskie) [31].

Bezpośrednio ponad pstrymi łupkami z Łabowej lub w rejonie Zembrzyc ponad warstwami beloweskimi leży łupkowo-marglisty kompleks z wtrąceniami piaskowców wapnistych i mikowych o litotypie łupków podmagurskich. Książkiewicz (1974 b) określił je jako warstwy podmagurskie lub łupki zembrzyckie. Na obszarze badań łupki z Zembrzyc występują jedynie w SE części wzdłuż doliny Paleczki.

Podstawową masę wydzielania stanowią masywne, grubołupliwe, łupki, mułowce lub margle i czasami piaskowce zazwyczaj glaukonitowe. Łupki są barwy od brudnozielono-szarej do oliwkowo-szarej, margliste, dość miękkie, grubo łupiące się o rozpadzie tabliczkowym, muszlowym lub kulistym. Czasem na powierzchniach oddzielności pokryte są drobnym pyłem mikowym. Sporadycznie pojawiają się wtrącenia stalowo-szarych, twardych łupków marglistych lub twardych, ciemnoszarych, brunatnych lub czarnych łupków z rdzawymi nalotami przypominających łupki menilitowe. Często ciemne łupki mają charakterystyczny fioletowy odcień. Łupki tworzą najczęściej pakiety o miąższości od kilkunastu cm do 2 m, sporadycznie zdarzają się pakiety dochodzące nawet do 5 i więcej metrów.

Stosunek ilościowy łupków do piaskowców ulega wahaniom. Miejscami niemal zupełnie brak piaskowców. Najczęściej jednak ich ławice występują w regularnych odstępach wśród łupków w stosunku łupków do piaskowców około 5:1. Nierzadko stosunek ten jest jak 1:1. Zwykle większa ilość piaskowców występuje w górnej części kompleksu.

Piaskowce tworzą ławice od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, choć spotyka się ławice grubsze, dochodzące nawet do 1,5 m. Piaskowce tworzące cieńsze ławice są zazwyczaj mikowe, drobnoziarniste z laminacją równoległą i przekątną, sporadycznie

konwolutną. Rozpadają się na wąskie płyty o niebieskawym lub popielatym świeżym przełamie. Po zwietrzeniu brudnozielonkawe lub szaro żółte, często pokryte silnie rdzawą lub niemal szaro-fioletową patyną. W grubszych ławicach pojawia się frakcja gruboziarnista, rzadziej zlepieńcowata. Często ławica piaskowca w górnej swej części staje się skorupowa. W najgrubszych ławicach piaskowce są masywne o ziarnie źle wysortowanym.

W składzie piaskowców dominuje kwarc, niekiedy obficie występuje muskowit, w mniejszych lub większych ilościach skalenie, okruchy łupków metamorficznych oraz nieliczne klasty skał węglanowych. W większości ławic występuje glaukonit, nierzadko w znacznie większych ilościach. Piaskowce zawierają najczęściej spoiwo wapniste.

W istocie omawiane piaskowce i łupki warstw zembrzyckich są gruboławicowymi turbiditami, z których każdy rozpoczyna się piaskowcem i stopniowo przechodzi w masywny mułowiec (Cieszkowski 2006). W spągach ławic piaskowców występują hieroglify prądowe najczęściej w postaci. śladów wleczenia lub rzadziej jamki wirowe i ślady uderzeniowe.

Wiek łupków z Zembrzyc (warstw podmagurskich) określono na eocen górny lub górny eocen/oligocen (Jednorowska 1966, Książkiewicz 1966, 1974a, b, Oszczypko-Clowes 2001). A ich miąższość jest bardzo zmienna i waha się od 150 - 250 m..

Piaskowce glaukonitowe z Wątkowej (warstwy magurskie) [30]

Piaskowce te ze względu na podobieństwo do właściwych piaskowców magurskich (w facji muskowitowej) występujących w krynickiej, bystrzyckiej i raczańskiej podjednostce zostało określone przez Książkiewicza (1966) mianem piaskowców magurskich. Jednak ze względu na obecność w nich glaukonitu określa się je nazwą „piaskowce magurskie glaukonitowe”. W odróżnieniu od właściwych piaskowców magurskich reprezentujących formację magurską obszar ich alimentacji, podobnie jak i piaskowców glaukonitowych w ogniwach zembrzyckim i budzowskim, znajdował się w północnym obrzeżeniu basenu magurskiego. Nazwa „piaskowce z Wątkowej” została nadana przez Koszarskiego (1985). Stanowią one najmłodsze wydzielenie jednostki magurskiej na obszarze badań. Budują szczytowe części pasm w południowej części badanego obszaru w rejonie Zarębek. Wydzielenie reprezentowane jest przez kompleksy średnio- i gruboławicowych piaskowców glaukonitowych, drobnoziarnistych, przeławianych zielonkawo- szarymi, marglistymi lub ilastymi łupkami. Zdarzają się też wkładki zlepieńcowate i gruboziarniste.

Piaskowce warstw magurskich są twarde, drobnoziarniste, średnio- i gruboławicowe o grubości ławic 0.20-1.20 m, złożone z kwarcu, drobnych skaleni oraz podrzędnie miki i glaukonitu, licznie rozsianego w skale. Muskowit gromadzi się w wyższych, laminowanych partiach ławic, często towarzyszy mu detrytus roślinny. Spoiwo jest ilasto-węglanowym, rzadziej, krzemionkowe. Czasami obserwuje się również grubsze, złożone ławice poprzedzielane powierzchniami amalgamacji.

Piaskowce są barwy od szaro-popielatej, niebieskawej do beżowej z wyraźnie odznaczającymi się na zielono od często zlewnego tła ziarnami glaukonitu.

W ławicach piaskowców obserwuje się uziarnienie są frakcjonowane, a w wyższych częściach ławic laminację równoległą lub przekątną. W grubszych ławicach piaskowce są słabiej wysortowane, masywne. Podrzędnie występują wkłady piaskowców wapnistych, mikowych, drobnoziarnistych, bez glaukonitu, czasem skorupowych, przypominających piaskowce serii podmagurskiej. Spotyka się również większe, tworzące wkładki albo soczewy, kompleksy. Są to gruboziarniste piaskowce arkozowe, złożone z niezbyt dobrze obtoczonego kwarcu, białych i różowych skaleni i nielicznego muskowitu. Występują one w różnych poziomach omawianego wydzielenia, zwykle jednak bliżej spągu.

Piaskowce przekładane są najczęściej cienkimi wkładkami brudnozielonych, bezwapnistych łupków. Łupki przyjmują barwy od oliwkowych przez szaro-zielonawe po ciemne, niemal czarne. Na ogół są ilaste, choć zdarzają również pakiety marglistych łupków zwykle barwy oliwkowo-beżowej. Łupki łupią się na równe, niezbyt cienkie płyty, czasem rozpadają się w zaokrąglone ułamki. Miąższość wkładek łupkowych jest zmienna i waha się od kilku do kilkudziesięciu cm, choć zdarzają się pakiety o miąższości dochodzącej do kilku metrów.

Miąższość warstw magurskich wynosi maksymalnie około 750 m (pasma Koskówki) ale nie jest to miąższość całkowita gdyż strop wydzielenia w wielu miejscach jest erozyjny.

Wiek piaskowców glaukonitowych z Wątkowej określany jest na późny eocen-oligocen (Książkiewicz 1974, Oszczytko-Clowes 2001).

7.3. Utwory czwartorzędowe

Na omawianym obszarze obejmującym dolinę Skawy oraz tereny przyległe utwory czwartorzędowe reprezentowane są głównie przez różnej genezy utwory pylaste oraz gliny zawierające rumosz piaskowców i łowców, osady rzeczne oraz utwory koluwalne. Nie stwierdzono na badanym obszarze utworów lodowcowych. Na załączonej mapie wydzielono również utwory antropogeniczne. W związku z trwającymi pracami budowlanymi, znaczne powierzchnie zajmują **hałdy i nasypy (1)**, a eksploatacja w dolinie Skawy powoduje znaczne zniekształcenia w budowie dna doliny. Nie wszędzie zmiany te mogły być uwzględnione na opracowanej mapie geologicznej. Do rejestracji zmian w dolinie Skawy wykorzystano zdjęcia lotnicze wykonane w 2002 roku oraz bezpośrednie obserwacje. Stwierdzone zmiany zostały zaznaczone schematycznie, gdyż szczegółowa lokalizacja była trudna ze względu na postępującą eksploatację glin i kruszywa, która w szybkim tempie całkowicie zmienia współczesną budowę dna doliny do czasu zalania zbiornika.

Złodowacenia południowopolskie

Żwiry, piaski i gliny teras rzecznych o wysokości około 50 m n.p.rz. [15]. Najwyższy poziom w rejonie Biegówki przy ujściu Tarnawki występuje spłaszczenie na wysokości 340-360 m, czyli około 38-50 m nad korytem Skawy okryte glinami w spągu których występują słabo obtoczone rumosz piaskowcowy. Najprawdopodobniej ich akumulacja może odpowiadać złodowaceniom południowopolskim. Łądolód sięgnął rejonu Wadowic, a w rejonie ujścia Ponikiewki do Skawy został znaleziony przez M. Klimaszewskiego (1948) eratyk, wskazujący na maksymalny zasięg łądolodu skandynawskiego. Z tego wynika, że łądolód w swym maksymalnym rozprzestrzenieniu nie sięgnął omawianego obszaru.

Złodowacenia środkowopolskie

Żwiry, piaski i gliny teras rzecznych o wysokości 9 - 12 m n.p.rz. [13] występują tylko w nielicznych miejscach. Stwierdzone je w rejonie Dąbrówki oraz Zagórza gdzie osiągają 2-3 m miąższość. Włączono je do złodowacenia warty. Nie można jednak

wykluczyć, że ich akumulacja mogła mieć miejsce później, w czasie ostatniego zlodowacenia.

Z tym poziomem połączono akumulację osadów rzecznych z których zbudowany jest stożek potoku Jaszczurówki przy jego ujściu do doliny Skawy. K. Grzybowski i J. Śniadek (1999) przyjęli, że główna masa osadów stożka została osadzona we wczesnym wistulianie. Wyniki oznaczeń radiometrycznych osadów organicznych występujących powyżej osadów rzecznych oraz przebieg procesów w innych dolinach karpackich we wczesnym wistulianie wskazują, że osady tego stożka są starsze od ostatniego piętra zimnego. Zróżnicowanie w wykształceniu żwirów w odsłonięciach jak i wierceniach sugerują, że budowa tej ponad 14 m miąższości serii osadowej jest bardziej złożona. W górnej części są to żwiry i głaziki masywne, przeważnie słabo i średnio obtoczone o średnicy 3-12 cm, ale występują też głaziki o średnicy do 25 cm. W obrębie tych żwirów występują przewarstwienia mułków i glin oraz poziomy gdzie wyraźnie wzrasta udział piasków i glin piaszczystych. Można przypuszczać, że osady, z których zbudowany jest stożek Jaszczurówki jest różnowiekowy, osadzone przy udziale ruchów geotektonicznych (K. Grzybowski i J. Śniadek, 1999).

Żwiry, piaski i gliny teras rzecznych o wysokości 15 - 23 m n.p.rz. [14] – zachowały się wzdłuż doliny Skawy jedynie fragmentarycznie. Przez M. Klimaszewskiego (1948) były one korelowane z osadami glacialnymi i określano je jak tzw. I poziom akumulacyjny, który M. Klimaszewski (1948) wiązał ze zlodowaceniem południowopolskim (krakowskim). Według uzyskanych danych wydaje się, że osady te są młodsze od nasunięcia się lądolodu skandynawskiego i ich akumulacja miała miejsce prawdopodobnie w czasie odpowiadającym zlodowaceniu odry. Osady tego poziomu w rejonie Zembrzyc po obu stronach Skawy znane były M. Klimaszewskiemu (1948) i M. Książkiewiczowi (1951). Nieco niższe położenie po prawej stronie doliny autorzy ci wiążą z ich erozyjnym ścięciem.

Po prawostronnej części doliny Skawy ich wychodnie występują powyżej Zembrzyc, gdzie w wcięciach drogowych można obserwować żwiry rzeczne odsłaniające się na wysokości 330 m do 338 m n.p.m. Osady tego poziomu akumulacyjnego zostały nawiercone również w rejonie cmentarza w Zembrzycach (otwór nr 2). Są to żwiry masywne ze śladami warstwowania tkwiące w matriksie piaszczysto-gliniastym, a przykryte są młodszymi glinami. Opisywany poziom skalno – akumulacyjny występuje również po lewostronnej części doliny Skawy, powyżej ujścia Tarnawki, a powierzchnia

żwirów leży na wysokości 15-20 m. Nie można wykluczyć, że są to dwa różnowiekowe poziomy akumulacyjne, lecz rozstrzygnięcie tego problemu wymaga dalszych prac.

Kopalny poziom terasowy o wysokości 15-20 m został nawiercony w rejonie Zarębek. Są to żwiry masywne leżące na cokole skalnym o wysokości 12-15 m. W Dąbrówce u wylotu Strzysławki nawiercono osady rzeczne leżące około 20 m nad współczesnym korytem Skawy, podobnie jak i w rejonie Ostałowej – Dąbrówki, gdzie nawiercono blisko 3 m warstwę żwirów tkwiących w różnoziarnistych piaskach i glinach piaszczystych. Osady tego wieku występują na górze meandrowej w Zagórzu, gdzie leżą około 22 m nad korytem Skawy. Również w Brańkowie M. Klimaszewski (1948) opisał osady rzeczne leżące około 20 m nad korytem, które przykryte są glinami soliflukcyjno-deluwialnymi.

Osady tej terasy po lewostronnej części doliny Skawy występują na ostrodze erozyjnej w rejonie Mucharza. Osady rzeczne leżą tu na cokole skalnym o wysokości 16 m, a powierzchnia akumulacyjna znajduje się na wysokości około 21 m nad korytem Skawy. Były one przykryte glinami. Jest to blisko 5 m seria żwirów masywnych, stosunkowo dobrze wysortowanych tkwiących w piaszczysto-gliniastym matriksie. Przeważają żwiry o średnicy 3-9 cm, ale występują także obtoczone głaziki o średnicy do 20 cm. Ślady tego poziomu terasowego stwierdzono w rejonie ujścia Bystrza w okolicach przysiółka Jamnik.

Złodowacenie północnopolskie

Gliny, glin i ły z rumoszami soliflukcyjno-deluwialne [9] na omawianym terenie zajmują w dolnych częściach stoków znaczne powierzchnie. Na utwory te składają się żółto-brunatne i popielate gliny oraz gliny ilaste i ły z różną zawartością nie obtoczonego rumoszu piaskowcowego i łupkowego. W płytkich rowach oraz odsłonięciach daje się zauważyć, że część rumoszu piaskowcowego ułożona jest zgodnie z nachyleniem stoku. Utwory te zostały osadzone w okresach zimnych, w wyniku spełzywania zwietrzelin z górnych odcinków stoków w warunkach istnienia zmarzliny. Większość wykonanych otworów dokumentuje występowanie tych osadów. Miejscami są nadbudowane w niewielkiej miąższości holocenijskimi glinami deluwialnymi.

Najbardziej pełny profil utworów obrazujący przebieg procesów soliflukcyjno-deluwialnych dokumentuje otwór nr 1 odwiercony po prawostronnej części doliny Paleczki w Zembrzycach. W profilu omawianego otworu stwierdzono 2 serie utworów soliflukcyjnych

rozdzielonych osadami rzecznyymi, a w części przypowierzchniowej są do deluwia z udziałem pyłów pochodzenia eolicznego.

Dolna seria utworów soliflukcyjnych została nawiercona na głębokości 13,5-17,7 m. Na osady o miąższości 4,2 m składają się ropy i gliny ilaste barwy ciemnoszarej i szaroniebieskiej z ostrokrawędzistym rumoszem piaskowców i łupków. W przedziale głębokości 16,45-16,9 występuje poziom czarny, a poniżej niego gliny z rumoszem koloru brunatnego. Jest to najprawdopodobniej gleba kopalna o randze trudnej do ustalenia. Można jedynie przypuszczać, że mogła się ona utworzyć we wczesnym vistulianie, lub może być starsza od ostatniego piętra zimnego. W stropie dolnej serii soliflukcyjnej występuje 0,2 m przewarstwienie glinami piaszczystymi ze żwirami rzecznyymi, co wskazuje na zazębienie się akumulacji soliflukcyjnej z rzeczną.

Powyżej od głębokości 13,5 m nawiercono 5,5 m serię osadów rzecznych, wykształconą jako 1,2 m miąższości warstwa glin piaszczystych barwy niebiesko-zielonkawej ze żwirami rzecznyymi. W stropie jej występuje 0,8 m miąższości seria piasków gliniastych barwy niebiesko –zielonkawej z laminami barwy brunatnej, przechodząca w piaski barwy brunatno-szarej. Powyżej nawiercono ponownie 0,8 m miąższości warstwę aluwialnych glin piaszczystych barwy szaro-niebieskiej ze żwirami przykrytych w stropie glinami oliwkowymi.

W przedziale głębokościowym 10,2-10,6 m występuje warstwa mułków organicznych barwy czarnej przykrytą 0,6 m miąższości warstwa glin szaro-oliwkowych z brunatnymi laminami, które w stropie zanikają. Pobrane z tego odcinka próbki wykazują obecność w czasie sedymentacji pyłku drzew sosny (*Pinus sylvestris*), limby (*Pinus cembra*), brzozy modrzewia, olchy i leszczyny. Otrzymane wyniki wskazują, że sedymentacja odbywała się prawdopodobnie w czasie stosunkowo ciepłego interstadiału lub we wczesnym piętrze zlodowacenia Wisły. Oznaczenia C-14 wyjaśniać być może w jakim interstadiu akumulacja miała miejsce. Prawdopodobnie w tym czasie w korycie była zmniejszona dostawa materiału ze stoku i osadzały się głównie piaski i gliny, co tłumaczyć można zalesieniem terenu.

Utwory organiczne przykryte są ponad 5 m warstwą piasków gliniastych i glin piaszczystych barwy oliwkowo–szarej osadzonych w płaskim dnie doliny. Górne 5 m profilu to utwór o cechach diaminktonu składający się z 3 m warstw glin ilastych barwy ciemnoszarej z drobnym, ostrokrawędzistym rumoszem piaskowcowym o średnicy do 5 cm rozdzielonych 0,6 m miąższości warstwą ropy szarozielonych z laminami czerwonymi, co

związane jest z dostawą materiału z wychodni pstrych łupków położonych 200 m powyżej omawianego profilu. Być może odpowiadają one sedimentacji podobnych utworów z okolic Dobrej (M. Klimaszewski, 1971). Górne 2,6 m to gliny piaszczyste barwy żółto-brunatnej ze słabo zaznaczającą się laminacją oraz śladami po procesach kriogenicznych. Jest to utwór posiadający cechy wskazujące na sedimentację eoliczną i deluwialną. Górny 5 m odcinek profilu można powiązać z ostatnim pleniglacjałem, czyli sedimentacja ich miała miejsce między 25 a 12 tys. lat BP. W wielu miejscach osady te przykrywają starsze osady rzeczne. Poniżej wychodni osadów rzecznych w rejonie Mucharza, udział żwirów i piasków rzecznych obserwowano również w glinach soliflukcyjnych.

Gliny lessopodobne i różnej genezy [10] występują na spłaszczeniach oraz stokach o nachyleniach mniejszych od 8° . Są wykształcone jak pyły i gliny pylaste barwy żółto-brunatnej, żółtej, popielatej oraz oliwkowej i nie zawierają domieszki materiału piaskowcowego. Znaczne powierzchnie utwory te zajmują na powierzchni stożka Jaszczurowej, w rejonie Zembrzyc oraz na wschód od doliny Skawy. Najlepiej zostały rozpoznany na wschód od Mucharza, gdzie utwory pylaste okrywały osady rzeczne wysokiej terasy Skawy. Na spłaszczeniach na północ od Mucharza w odsłonięciach archeologicznych można było stwierdzić wyraźne ślady po klinach mrozowych, wieloboki i inne struktury związane z działalnością procesów kriogenicznych. Obecność struktur kriogenicznych dokumentuje sedimentację glin pylastych w czasie ostatniego piętra zimnego.

Poniżej wylotu Jaszczurówki na stożku aluwialnym w sztucznym odsłonięciu oraz w wykonanych wierceniach stwierdzono 5-7 m warstwę glin pylastych. Najlepiej profil tych osadów został rozpoznany w północnej części stożka w obrębie sztucznego odsłonięcia gdzie odsłaniał się następujący profil:

- 0,00 – 2,90 m gliny piaszczyste lessopodobne barwy brązowo-żółtej z licznymi śladami po szczelinach mrozowych wypełnionych glinami popielatymi;
- 2,9 – 3,40 m mułki ilaste barwy popielato-niebieskiej;
- 3,40 – 3,50 m mułki piaszczyste barwy rdzawo-żelazistej;
- 3,50 – 4,35 m mułki ilasto-piaszczyste barwy szaro-oliwkowej;
- 4,35 – 4,90 m mułki organiczne z zailonym torfem drobnodetrytusowym (sieczka) barwy brunatnej;

4,90 – 5,35 m gliny barwy popielato żółtej z pojedynczymi żwirami o średnicy do 5 cm. Na głębokości 5,42-5,45 gliny organiczne barwy brązowej poniżej 5,35 m żwiry rzeczne.

Pobrana próbka z warstwy zawierające części organiczne z głębokości 4,8 m na oznaczenie radiometryczne metodą ^{14}C dała wiek 25 600 \pm 690 BP. Sedymencja zatem nadległych utworów barwy żółtej odpowiada górnemu pleniglacjałowi zlodowacenia Wisły. Położenie oraz występowanie osadów z których zbudowana jest górna część profilu pozwala im przypisać genezę eoliczną. Ich sedymencja odpowiada tzw. lessom górnym wg. podziału H. Maruszczaka (2001). Utwory te zostały wyróżnione tylko w obszarach gdzie możliwe było ich dobre okonturowanie.

Gliny soliflukcyjno-deluwialne i lessopodobne nie rozdzielone [11] – w wielu miejscach praktyczne rozdzielenie tych dwu różnych genetycznie utworów kartograficznie jest niemożliwe. Natomiast w profilach i odsłonięciach rozróżnienie tych różnych genetycznie wirów osadów jest możliwe. Z wykonanych wierceń położonych w południowej części stożka Jaszczurówki można stwierdzić wyraźną dwudzielność glin leżących na żwirach rzecznych. Dolna część to od 0,9 m do ponad 2,5 m miąższości gliny ilaste lub iły pylaste barwy szarej lub popielato-niebieskiej zawierające ostrokrawędzisty rumosz piaszczysty. Jest to utwór powstały w wyniku spęływania soliflukcyjnego w warunkach klimatu zimnego. Przykryte są one utworami lessopodobnymi o genezie eolicznej.

Żwiry, piaski i gliny teras rzecznych o wysokości 5 - 8 m n.p.rz. [12] - występują w dolinie Skawy fragmentarycznie, przeważnie w przyboczowych częściach dolin. Z utworów tych zbudowana jest terasa rzeczna oddzielona mniej lub bardziej wyraźną krawędzią erozyjną. Największe powierzchnie osady tego poziomu akumulacyjnego o wysokości do 7 m zajmują w dolinie Skawy w rejonie Zembrzyc, gdzie łączą się ze stożkiem napływowym Paleczki. Granica między niższym stopniem jest w wielu miejscach mało wyraźna, co związane jest z akumulacją mniejszych potoków uchodzących w tym rejonie do Skawy. W rejonie Zagórza do tego poziomu akumulacyjnego włączono osady między zboczem a górą meandrową, gdzie osady rzeczne wykształcone jako piaski ze żwirami rzeczными i mają ponad 8 m miąższości. Kolejny fragment utworów tej terasy występuje po prawostronnej części doliny Skawy w rejonie Bratkówki, gdzie ku wschodowi osady rzeczne nadbudowane są przez gliny soliflukcyjno-deluwialne. Podobnej wysokości

zachował się poziom terasowy w Mucharzu po lewostronnej części doliny, gdzie również nadbudowany jest w strefie przyzboczowej przez gliny.

Znaczne powierzchnie osady teras rzecznych wiązanych z ostatnim piętrzem zimnym zajmują w lewostronnych dopływach Skawy: Śleszówki, Jaszczurówki, Bystrej i innych. Składają się na nie głównie z słabo obtoczone i zwarte, masywne żwiry i głaziki tkwiących w piaszczysto-gliniastym matriksie. Nadbudowane są one przez gliny z drobnym i źle obtoczony rumoszem piaskowcowym o cechach diamiktonu. Masywne facje diamiktonowe są osadem jeziorów soliflukcyjnych. Kontakt między osadami rzeczными a nadległymi utworami soliflukcyjnymi jest ostry.

Holocen

Najmłodszymi holoceńskimi utworami są osady rzeczne wypełniające współczesne dno doliny Skawy i jej dopływów. W obrębie dna można wyróżnić 2 stopnie terasowe (kamieniec i terasa rędzinna), lokalnie zaznacza się trzeci poziom akumulacyjny (terasa łęgowa).

Korytu Skawy towarzyszą niskie terasy rzeczne określane jako **kamieniec** (żwiry i piaski kamieńca o wysokości 0,5 – 1 m n.p.rz.) [2] i **niska terasa zalewowa (łęgowa) o wysokości 1 - 2 m n.p.rz.** [3], które zbudowane są ze żwirów i piasków oraz glin. Powierzchnia tych teras kształtowana jest w czasie wezbrań powodziowych. Najbardziej zmienną powierzchnie wykazuje kamieniec towarzyszący korytu Skawy i przeważnie jego wysokość nie przekracza 0,5-1 m. Zbudowany jest on głównie ze żwirów o wyraźnej imbrykacji oraz różnoziarnistych piasków. Zachowany jest w postaci różnej wielkości łach przykorytowych. Znaczne powierzchnie zajmuje on w rejonie Zembrzyc oraz między Tarnawą Dolną a Skawcami. W tym ostatnim odcinku korytu Skawy uległo znacznym przemieszczeniom w kierunku wschodnim. Niewielkie fragmenty kamieńca stwierdzono na północ od Skawiec oraz w rejonie Zagórza.

Terasa łęgowa występuje przy ujściu Tarnawki, wzdłuż dolnego odcinka potoku Paleczka oraz rejonie Skawiec, gdzie jej wysokość wynosi od 1 do 1,8 m nad współczesne koryta rzeczne. Powierzchnia tej terasy jest nierówna i przeważnie porośnięta zaroślami. Na jej powierzchni widoczne są zmiany przebiegu wcześniejszego położenia koryt rzecznych. Utworzenie tego poziomu terasowego wzdłuż doliny Skawy związane jest z nadbudową kamieńców w czasie większych wezbrań piaskami i mułkami rzeczными oraz łąkami piaszczystymi. Współcześnie taka akumulacja ma miejsce wzdłuż lewostronnej części

doliny Skawy powyżej nieczynnego kamieniołomu w Skawcach. Obydwie terasy zajmują stosunkowo niewielkie powierzchnie wzdłuż doliny Skawy. Od wyższego poziomu akumulacyjnego oddzielone są wyraźnym stopniem erozyjnym.

Gliny i piaski (mady) oraz piaski i żwiry teras rędzinnych o wysokości 2-5 m n.p.rz. [4] zajmują większą część współczesnych den dolin rzecznych w tym obszary zmienione w związku z eksploatacją [5]. Terasa ta wznosi się wyraźnym progiem na niższych poziomach tarasowych. Największe powierzchnie osady z których zbudowany jest teras rędzinna zajmują wzdłuż doliny Skawy. Jest to teras o stosunkowo płaskiej powierzchni wznoszącej się 3-4 m na współczesne koryto Skawy, w strefach bocznych dolin nadbudowana jest przez stożki napływowe i jej wysokość wzrasta do 5 m. Lokalnie na powierzchni omawianej terasy zaznaczają się ślady starszych przepływów w postaci płytkich obniżzeń, ograniczonych żle i tylko lokalnie zachowanymi krawędziami. Takim przykładem może być odcinek dna doliny między Zarębkami a Skawcami. Budowa tego poziomu akumulacyjnego jest złożona. W górnej części są to osady holoceny, natomiast żwiry występujące w spagu, najprawdopodobniej w części osadzone zostały w czasie ostatniego plejstocenu.

W stropie osadów rzecznych, z których zbudowana jest teras rędzinna występują gliny ilaste i gliny piaszczyste, których miąższość wynosi od 0,5 do 2 m w dnach dolin bocznych, a w dolinie Skawy w odsłonięciach wzdłuż koryta można było stwierdzić do 4 m miąższości. Są to głównie gliny, gliny zwięzłe gliny pylaste i ropy.

W dolinie Skawy po jego prawostronnej części odsłania się profil osadów wypełniających rynnę erozyjną, której początek można prześledzić w rejonie Zarębek. Profil tego podcięcia erozyjnego przedstawia się następująco:

0,00 – 2,35 m mułki piaszczyste (mady) barwy szaro-żółtej, w spagu których występują laminy piaszczyste;

2,35 – 2,70 m gliny barwy popielatej o wyraźnej laminacji poziomej, od około 15 cm od stropu pojawiają się fragmenty organiczne oraz pojedyncze drewna;

2,70 – 3,00 m ropy piaszczyste barwy popielato-brunatnej z dużą zawartością drewna i szczątków organicznych, których ilość maleje od spagu ku stropowi.

W stropie występują ślady orsztylizacji oraz małe konkracje żelaziste;

3,00 – 3,70 m żwiry piaszczyste o strukturze masywnej.

W rejonie opisanego odsłonięcia w korycie Skawy występują pnie drzew tkwiące w ile barwy popielatej, a prawdopodobnie związane z opisanym odsłonięciem. Występujące w kierunku północnym od opisanego odsłonięcia odkrywki posiadają odmienne wykształcone profile litologiczne. Odsłaniają się tam przeważnie 1,2 -1,8 warstwa żółtych mad piaszczystych, leżących na różnoziarnistych piaskach rzecznych przekątnie warstwowanych, poniżej których odsłaniają się piaszczyste żwiry rzeczne o średnicach 3-10 cm zawierające także obtoczone głaziki o średnicy do 15 cm. Odsłaniające się profile pokazują złożony rozwój doliny Skawy w holocenie. Po przeciwległej stronie doliny Skawy między Tarnawą Dolną a Skawcami, w krawędzi erozyjnej odsłania się stropowa część terasy rędzinnej, która zbudowana jest z warstwowanych mułków i piasków. Odsłaniające się w tym rejonie utwory mogą być przykładem typowej sedimentacji powodziowej. Poniżej występują utwory korytowe wykształcone jako piaski i żwiry o miąższości 3 do 5 m. Całkowita miąższość osadów rzecznych w dolinie Skawy, z których zbudowana jest terasa rędzinna wynosi od 5 do 7 m.

W dolinie Strzysławki miąższość osadów z których zbudowana jest terasa zajmująca prawie całe dno doliny wynosi od 3,6 do 6 m. W stropie jest to 1,3-1,8 m warstw glin pylastych zwięzłych podścielonych warstwą słabo obtoczonych żwirów i głazików piaskowcowych. Przy czym spągowa część żwirów mogła zostać osadzona w czasie ostatniego piętra zimnego. Jest to terasa w całości akumulacyjna, która może być zalewana w czasie katastrofalnych wezbrań.

Namuły den dolinnych oraz namuły i żwiry den małych dolin [6] - wyróżnione zostały w dolinach bocznych dopływów, gdzie ze względu na małe powierzchnie nie możliwe było wyróżnienie teras. W małych dolinach dno jest przeważnie płaskie, wypełnione mułkami z nieznacznym udziałem żwirów. Akumulacja namułów występuje szczególnie intensywnie w obszarach użytkowanych jako grunty orne. W dnach dolin osadzone są duże ilości drobnoziarnistego materiału mineralnego pochodzącego z dostawy do koryta rzecznej dużej ilości pochodzącego ze splukiwania. Część den tych dolin są podmokłe.

Piaski, żwiry i gliny stożków napływowych [7]- nadbudowują one osady starszych teras holocenijskich jak i teras z ostatniego piętra zimnego. Zaznaczono je tylko

w rejonach, gdzie tworzą wyraźne formy stożków. Szczególnie stożki te widoczne są wzdłuż prawostronnej części doliny Skawy.

Czwartorzęd nie rozdzielony

Gliny, ily, rumosze, pakiety osuniętego fliszu – koluwia osuwiskowe [8] są bardzo charakterystycznym osadem dla tego terenu, na które składają się gliny, ily, rumosze gliniaste oraz pakiety skalne osuniętego fliszu. Utwory te wykazują znaczną zmienność w pionie i poziomie. Zawierają one zróżnicowanej wielkości bloki i gązdy tkwiące w ilasto-lupkowym matriksie. Miąższość koluwiów jest różna i wynosi od około 2-3 m przy małych osuwiskach do kilkunastu , a miejscami przekracza 20 m przy większych osuwiskach strukturalnych. Największe miąższości koluwia osiągają na obszarze osuwisk położonych na północ od doliny Paleczki oraz dla osuwiska w Tarnawie Dolnej, które rozwinęły się na warstwach inoceramowych i magurskich. Nieco odmienną budowę wykazują osuwiska rozwinięte na warstwach istebniańskich na stokach Góry Mucharskiej i Kurczyny, gdzie w koluwiach dominują pakiety oraz rumowiska skalne. Z porównania z obszarami sąsiednimi można stwierdzić, że osuwiska rozwijają się od późnego glaciału po czasy współczesne. Część osuwisk jest aktywna współcześnie np. w rejonie Tarnawy Dolnej.

8. Tektonika

W obszarze objętym badaniami dla sporządzenia przedmiotowej mapy, występują utwory należące do dwóch jednostek litostratygraficznych tożsamyh z płaszczowinami śląską i magurską. Pomimo niewielkiego terenu jaki obejmuje mapa można stwierdzić iż jednostki te posiadają odmienny styl zarówno w sferze tektoniki fałdowej jak i dysjunktywnej. Niewątpliwie jest to pochodną zróżnicowania kompleksów litologicznych i ich kompetencji. W obrazie tektonicznym, tego fragmentu Karpat zewnętrznych, dominującym elementem jest niewątpliwie tzw. „uskok Skawy”. W istocie jest to strefa dyslokacyjna złożoną z szeregu mniej lub bardziej równoległych do siebie uskoków dzielących utwory obu płaszczowin na mniejsze blokowe elementy strukturalne. W takim obrazie możemy niekiedy traktować fragmenty tej strefy jako rowy tektoniczne.

Strefa dyslokacyjna Skawy tnie granicę nasunięć zarówno płaszczowiny śląskiej (poza obszarem mapy) jak i płaszczowiny magurskiej powodując stopniowe przesunięcie tych granic po stronie wschodniej o około 4 km ku N (Załącznik 6).

W obrębie badanego odcinka strefę dyslokacyjną tworzą najczęściej trzy uskoki wyższej rangi, które jednak zachowują podobny przebieg NNW-SSE. W północno-zachodniej części obszaru, jeszcze w obrębie jednostki śląskiej są to uskoki Jaszczurowej, uskoki Świnnej Poręby i Uskok Mucharza. Bardziej ku południowi taki zespół stanowią uskoki Mucharza, Łękawicy i Stryszówki, na których dochodzi jednocześnie do „schodkowego” przemieszczenia granicy nasunięcia płaszczowiny magurskiej. W obrębie tej ostatniej, na wysokości Zembrzyc, taki zespół stanowić mogą uskoki Skawiec oraz wschodni uskoki obrzeżający łuską Zembrzyc, a w zachodniej części równoległa do nich dyslokacja pomiędzy przysiółkami Grygle i Carhel.

Wśród dysjunktywnych elementów tektoniki tego obszaru wymienić należy jeszcze dwa uskoki, które lokalnie w znacznym stopniu przebudowują obraz geologiczny zarówno płaszczowiny śląskiej (uskoki Zagórza) jak i płaszczowiny magurskiej (uskoki Paleczki) (Załącznik 3, 6).

Utwory płaszczowiny śląskiej w części północnej i zachodniej wchodzące w skład bloku Beskidu Małego (jednostka godulska). Natomiast wschodnią część obszaru zajmują utwory zaliczane do obniżonej strefy Pogórza Lanckorońskiego (Książkiewicz, 1974 a,

Cieszkowski i in., 2006). Granicę tych obszarów stanowią uskoki Łękawicy i Strykówki, wzdłuż których dochodzi do kontaktu górnokredowych i dolnopaleogeńskich utworów sukcesji śląskiej z najmłodszymi (oligocenскими) osadami jej profilu.

Odmienny jest także styl tektoniki fałdowej obu rejonów na co niewątpliwie wpływ ma litologia utworów „profilu” śląskiego. W zachodniej części dominują szerokopromienne regionalne formy fałdowe (antykliny Gołębiewki, Suszyc) oraz złuskowane elementy najmłodszych osadów kompleksu menilitowo-krośnieńskiego (łuska Śleszowic). Generalny przebieg osi struktur fałdowych przyjmuje orientację zbliżoną do WSW-ENE a w częściach jądrowych budują je najstarsze tu odnotowane utwory warstw godulskich środkowych i górnych. W strefie Pogórza Lanckorońskiego brak jest takich elementów o charakterze regionalnym, często formy fałdowe są małe, wąskopromienne i złuskowane, a ich występowanie podkreśla pojawianie się na powierzchni jedynie ogniw menilitowych (łupków i rogowców). Sytuacja taka jest niewątpliwie wynikiem kompetencji serii menilitowo-krośnieńskiej jak i oddziaływaniem strefy nasunięcia płaszczowiny magurskiej.

Ten pierwszy czynnik jest także odpowiedzialny za występowanie wielu niewielkich złuskań w obrębie warstw istebniańskich, szczególnie pomiędzy dwoma seriami piaskowcowo-zlepieńcowymi – dolną i górną (rejon Zagórza i Mucharza).

Płaszczowina magurska w granicach omawianego obszaru zajmuje południową część terenu badań, która zaliczana była przez Książkiewicza do strefy antyklinorium brzeżnego. Główne elementy strukturalne stanowią tu złuskowane formy fałdowe będące pochodną sztywności miększych kompleksów piaskowcowych (piaskowców z Mutnego, Skawiec i Wątkowej) oraz rozdzielających je podatnych ogniw łupkowych i łupkowo-piaskowcowych (warstwy z Jaworzynki, łupki z Łabowe i Zembrzyc). Czoło nasunięcia magurskiego stanowią niższe ogniwa warstw inoceramowych (z Jaworzynki) ujęte w łuski brzeżne zachodnią Żurawicy i wschodnią Chelmu. Pozostałe ogniwa profilu magurskiego – po piaskowce ze Skawiec, pojawiają się stopniowo ku południowi nie wykazując znacznego zaangażowania tektonicznego, co sprawia wrażenie monoklinalnego ułożenia tych bloków.

Na zachód od strefy dyslokacyjnej Skawy południowe zamknięcie łuski brzeżnej stanowi złuskowana synklina Prorokowej, z silnie zredukowanymi tektonicznie łupkami z Zembrzyc nadbudowanych miększym ogniwem piaskowców z Wątkowej. Po wschodniej stronie sytuacja jest podobna, łuskę Chelmu zamyka od południa kolejna łuska (Pilchówki). Tu jednak u czoła dochodzi do całkowitego wytarcia warstw podmagurskich (łupków

z Zembrzyc) przez co piaskowce z Wątkowej stanowią jedyny element budujący synklinę Marcówki i frontalnie kontaktują bezpośrednio z piaskowcami ze Skawiec. Południową część obszaru badań zajmuje następna łuska Zembrzyc, rozpoczynająca się antykliną Bładzonki, której północne skrzydło zbudowane z warstw z Jaworzynki, uległo prawie całkowitej redukcji. Południowe skrzydło tej antykliny nabudowane jest ograniczoną miąższościowo serią utworów eocenu sukcesji magurskiej aż po piaskowce z Wątkowej. Natomiast dalej ku wschodowi po przekroczeniu strefy dyslokacyjnej Skawy łuska Zembrzyc prawdopodobnie zanika bądź też kontynuuje się w formie złuskowanego elementu antyklinalnego z serią warstw podmagurskich w jądrze.

9. Spis literatury i materiałów archiwalnych

- Bieda F., 1968. Formacja numulityczna w Zachodnich Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 2-3, 233-274.
- Bieda F., Jednorowska A. & Książkiewicz M., 1967. Stratigraphy of the Magura Series around Babia Góra. *Biul. Inst. Geol*, 211, 293-324.
- Bober L., 1994. Mapa dolin polskich Karpat fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. PIG*, 340, 115-162.
- Bromowicz J., 1992. Basen sedymentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, 1485, 54, 120.
- Burtan J., 1936. *Stratigraphie der Schlesiischen Beskiden*. *Buli. Intern. Akad. Pol. Spraw.* PA U ,41.
- Burtan J., 1973. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wisła (wraz z objaśnieniami). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Butler R. W. H., 1982. The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.* 4, 239-245.
- Cieszkowski M., & Wałkowska-Oliwa A., 2001, Skawce Sandstone Member - a new lithostratigraphic unit of the Łabowa Shale Formation (Paleocene - Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit) Polish Outer Carpathians. *Buli. Pol. Ac. Sc, Earth Sciences*, 49, 137-149.
- Cieszkowski M., Golonka J., Wałkowska-Oliwa A., Chrustek M., 2006. Budowa geologiczna rejonu Sucha Beskidzka – Świnna Poręba (polskie Karpaty fliszowe). *Kwartalnik AGH – Geologia*. T 32, Z. 2. 155-201.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. *Tektonika*. PWN. Warszawa.
- Doktor S., Dornic J., Graniczny M., Reichwalder P., 1985. Structural elements of Western Carpathians and their Foredeep on the basis of satellite interpretation. *Kwart. Geol.*, 29, 1.
- Doktor S., Graniczny M., 1981. Wstępna ocena wyników geologicznej interpretacji zdjęć satelitarnych i radarowych z obszaru Karpat Wschodnich. *Kwart. Geol.*, 25, 4.
- Doktor S., Graniczny M., 1982. Geologiczna interpretacja zdjęć satelitarnych i radarowych wschodniej części Karpat. *Kwart. Geol.* 26, 231-246.
- Doktor S., Graniczny M., 1983. Fotogeologiczna analiza zdjęć satelitarnych Karpat. *Kwart. Geol.*, 27, 3, 645-656.
- Doktor S., Graniczny M., Dornic J., Reichwalder P., 1989. Photolineament Map of the Western Outer Carpathians and their Foreland. In: *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. PIG. Warszawa.
- Doktor S., Graniczny M., Kowalski Z., Wójcik A., 2002 (in press). Możliwości zastosowania wyników interpretacji zdjęć radarowych dla analizy tektonicznej Karpat.
- Dokumentacja geolog. - inżynierska do ZTE zbiornika wodnego na rzece Skawa w miejscowości Świnna Poręba – linie komunikacyjne. Część IV, PGBW-Hydrogeo, Kraków 1974.
- Dokumentacja geologiczno - inżynierska do PT przełożenia dróg kołowych. Cz. II. droga Mucharz – Zembrzyce, PGBW - Hydrogeo , Kraków 1982 r.
- Dokumentacja technicznych badań podłoża projektowanej drogi Mucharz – Zembrzyce – odc. I. PGBW - Hydrogeo, Kraków 1989.
- Fischer J., 1988. Zagrożenie zbiornika Świnna Poręba osuwiskami. IX Konf. Sozologiczna PTG, 117-132, Świnna Poręba.
- Fischer J., 1990. Dokumentacja technicznych badań podłoża projektowanej drogi Wadowice – Nowy Sącz na odc. obejście Mucharza. Hydrogeo – Kraków, 1990.
- Fischer J., 1995. Aktualizacja przekrojów geologicznych i zestawienie własności mechanicznych skał na osuwiskach w rejonie projektowanego zbiornika Świnna Poręba.
- Fischer J., 1995. Analiza opracowań lokalizacji osuwisk i ich zabezpieczanie na terenie projektowanego zbiornika Świnna Poręba.
- Galaś A., Paulo A., 2001. Osuwiska w otoczeniu zbiornika Świnna Poręba. *Prewod.72 Zjazdu PTG*, 11-15 września 2001, Kraków, 262-266.
- Geroch S., 1960. Zespoły mikrofauny z kredy i paleogenu serii śląskiej w Beskidzie Śląskim. *Biul. IG* 153, Warszawa.

- Geroch S., Jednorowska A., Książkiewicz M., Liszkowa J., 1967. Stratigraphy based upon microfauna in the Western Polish Carpathians. *Biul. Inst. Geol.*, 211. Warszawa.
- Golonka J., 1981. Objąsnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Bielsko-Biała. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Golonka J., Borysławski A., Paul Z. & Ryłko W., 1981. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Bielsko-Biała. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Grzybowski K., Śniadek J., 1999. Czwartorzęd przy ujściu Jaszczurówki do Skawy (Zachodnie Karpaty Zewnętrzne). VI Konferencja Stratygrafii czwartorzędu „Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej, Czudec 31 sierpnia – 4 września 1999, 2-24,
- Hohenegger L., 1861 a. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien. J. Perthes. Gotha.
- Hohenegger L., 1861 b. Geognostische Karte der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien. Gotha.
- Jaroszewski W., 1972. Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stu. Geol. Pol.* v. XXXVIII.
- Jaroszewski W., Piątkowska A., 1988. O naturze niektórych lineamentów (na przykładzie Roztocza). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, v. 58, 3-4, 423-443.
- Jednorowska A., 1966. Zespoły małych otworów w warstwach jednostki magurskiej rejonu Babiej Góry i ich znaczenie stratygraficzne. *Przew. XXXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol. -Babia Góra*, 71-90.
- Klimaszewski M., 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocł. Tow. Nauk.*, ser. B, 4, nr 7: 1-236. Wrocław.
- Klimaszewski M., 1971. The effect of solifluction processes on the formation of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians). *Folia Quaternaria*, nr 38. Kraków.
- Klimaszewski M., 1992. W sprawie wieku osadów plejstoceńskich w Kątach w dolinie Międzyzpotocza. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 62, 3-4, 347-348.
- Klimaszewski M., Starkel L., 1972. Karpaty Polskie. W: *Gemorfologia Polski T.1*.
- Konior K., 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Bielsko-Biała. *Wyd. Śląskie. Pr. geol. PAU 5*, Kraków.
- Koszarski L. (red.), 1985. Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. Guide to Excursion 1, XIII Congress, Carpatho-Balkan Geol. Assoc. (Cracow, Po-land), *Geol. Inst.*, Warszawa, 254.
- Książkiewicz M., 1958. Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. *Biul. Inst. Geol.*, 135.
- Książkiewicz M., 1966. Przyczynki do geologii Karpat Wadowickich. Cz. 1. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36, 4, 395-406.
- Książkiewicz M., 1930. Geologische Untersuchungen in den Wadowicer Karpaten. Teil I. Stratigraphisch-tectonische Verhältnisse, *Biull. Int. Ac. Pol. Sc.*, 112-114.
- Książkiewicz M., 1932. Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 8, 49-91.
- Książkiewicz M., 1933. Przyczynek do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach Zachodnich. *Rocz. PTG*, t.9.
- Książkiewicz M., 1935. Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Suchą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 11, 104-122.
- Książkiewicz M., 1951. Objąsnienie arkusza Wadowice 1:50 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1953. Mapa geologiczna 1:50 000, arkusz Wadowice. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1953a. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *Geologia Regionalna Polski. T. 1. Karpaty*, z. 2. Tektonika, 305-362. PTG, Kraków.

- Książkiewicz M., 1970. Przyczynki do geologii Karpat Wadowickich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, 3-4, 369-375.
- Książkiewicz M., 1972. Budowa geologiczna Polski, tom IV (Tektonika), cz. 3 (Karpaty). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1974a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1974b. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1977. The tectonics of the Carpathians. W: Pożarski W. (red.), *Geology of Poland*, vol. IV, 476-620, Tectonics, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Leszczyński S., 1981. Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, 435-502.
- Maruszczak H., 2001. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. Podstawowe profile lessowe w Polsce. II. UMCS Lublin: 17-29.
- Mc Clay K. R., 1990. Glossary of thrust tectonics terms, in: Mc Clay K. R. (ed.) *Thrust tectonics*, 419-433. London – Chapman & Hall.
- Meschade M., 1995. *Methoden der Strukturgeologie*. Universität Tübingen, 1-170.
- Mitra S., 1986. Duplex structures and imbricate thrust system: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 70, 1087-1112.
- Olszewska B., 1985. Otwornice warstw melilitowych polskich Karpat zewnętrznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, vol. 55, no. 1-2, 201-250.
- Oszczypko N., 1991. Stratigraphy of the Palaeogene deposits of the Bystrica subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Bull. Pol. Ac. Sc. Earth Sciences*, 39, 4, 415-431.
- Oszczypko N., Golonka J., Malata T., Poprawa P., Słomka T. & Uchman A., 2002. Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). *Geol. Carpath.*, 53, special issue CD, 8.
- Oszczypko N., Malata E., Bąk K., Kędzierski M., & Oszczypko-Clowes M., 2005. Litho-stratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian-Lower/Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Raca subunits of the Magura Nappe; Western Flysch Carpathians (Beskid Wyspowy and Gorce Ranges, Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75, 27-69.
- Oszczypko-Clowes M., 2001. The nanofossils biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura nappe (East of the Skawa river, Polish flysch Carpathians) and their palaeo-environmental conditions. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 71, 3, 139-188.
- Paul K. M., 1886a. Zur Geologie der Westgalizischen Karpathen. *Verhandlungen geol. Reichsanstalt* nr 6, Separatabdr.. Wien.
- Paul K. M., Tietze E., 1879. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, 29. Wien.
- Ramsay J. G., Huber M. I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume I, Strain Analysis*, 307 pp., Acad. Press.
- Roemer F., 1870. *Geologie von Oberschlesien*. Breslau.
- Ryłko W., Paul Z., 2006. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Kalwaria Zebrzydowska (1995). CAG PIG Warszawa.
- Salawa J., 2000. Problemy osuwiskowe występujące w rejonach zbiorników wodnych na przykładzie zbiorników wodnych Świnna Poręba i Jezioro Rożnowskie. *Zeszyty Nauk.-Techn. SITK, Oddział w Krakowie, seria: Materiały Konferencyjne*, nr 35, z. 76.
- Sikora W. & Żyto K., 1959. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Z badań geologicznych w Karpatach. T. IV. *Biul. Inst. Geol.*, 141, Warszawa.
- Słomka T., 1995. Głębokomorska sedimentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Prace Geol. PAN* 139.
- Starkel L., 1972. Karpaty Zewnętrzne. (W:) M. Klimaszewski (ed.), *Geomorfologia Polski*. T. 1 Polska Południowa - góry i wyżyny, 52-115. PWN Warszawa.

- Szymakowska, 1966. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sucha (Wydanie Tymczasowe). WG Warszawa.
- Szymakowska, Żytko, 1966. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Kalwaria (Wydanie Tymczasowe). WG Warszawa.
- Tietze E., 1889. Geognost. Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jb. Geol. R. A.
- Uhlig V., 1907. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzb. Akad. Wissensch. Wien, Math. Nat. Kl. 116, H. 1, 871-982. Wien.