

czących o naturalnej transformacji rzeźby – formy i utwory związane z procesami erozji, wietrzenia i ruchów masowych (Klimek, Trafas 1972, Baumgart-Kotarba 1974, Alexandrowicz Z. 1978a, 1994c, Margielewski, w druku).

5. Beskid Sądecki jest wyjątkową w Polsce strefą hydrochemiczną o bogatych zasobach zmineralizowanych wód wykorzystywanych w lecznictwie. Liczne naturalne wypływy wód zawierają głównie wolny CO₂ (wody kwasowęglowe, szczawy), rzadziej występują wody chlorkowo-sodowe oraz wody siarczkowe (Świdziński 1972, Węclawik 1991, Chrzastowski, Węclawik 1992). Zjawiskami unikatowymi są suche ekshalacje dwutlenku węgla o typie mofet (Świdziński 1965).

Wymienione cechy charakteryzują obszar zainteresowania jako szczególnie godny uwagi ze względu na duży zakres jego georóżnorodności.

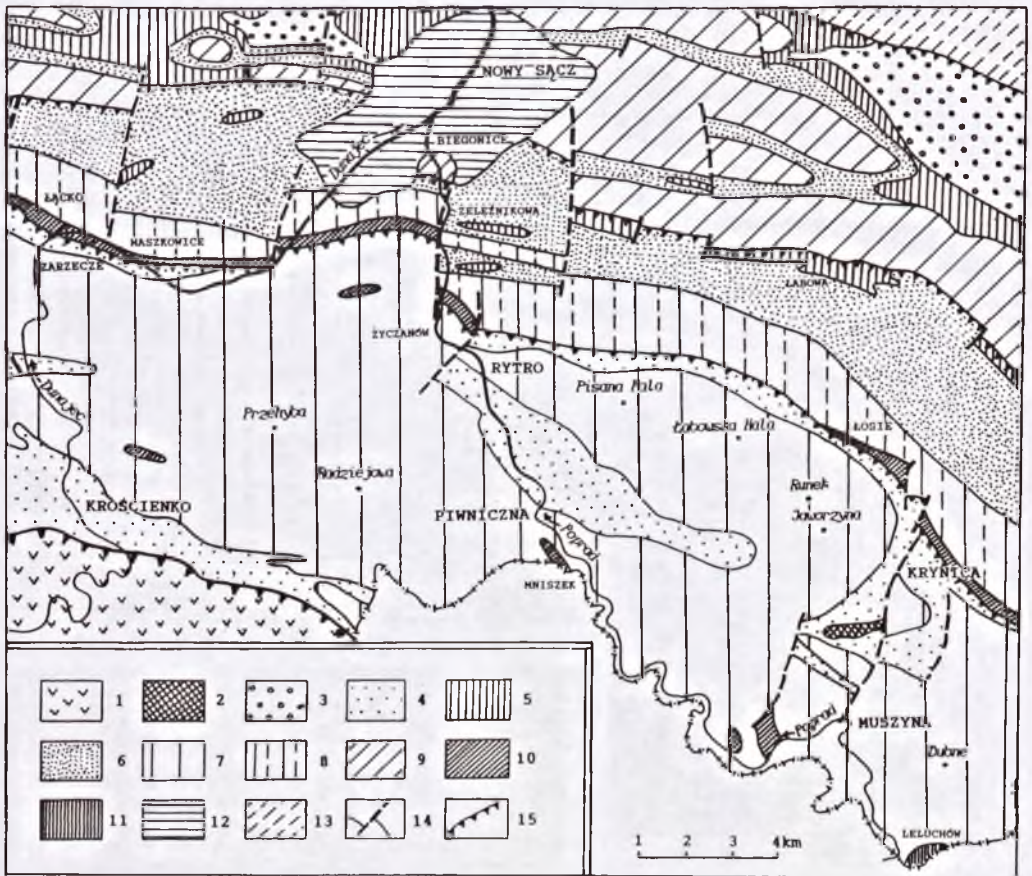
III. Zarys budowy geologicznej

WŁODZIMIERZ MARGIELEWSKI i MAŁGORZATA GONERA

1. Beskid Sądecki

Z wydzielonych w obrębie płaszczowiny magurskiej czterech podjednostek tektonicznych – krynickiej, sądeckiej (bystrzyckiej), gorlickiej (raczańskiej) i Siar, na obszarze objętym projektem geoochrony znajdują się dwie: krynicka i sądecka (ryc. 2). Są one zróżnicowane zarówno pod względem facjalnego wykształcenia osadów, jak i struktury tektonicznej. Podjednostka krynicka jest najbardziej wewnętrznym elementem strukturalnym płaszczowiny magurskiej. Wzdłuż uskoku o charakterze przesuwczym graniczy ona od południa z pienińskim pasem skałkowym (Birkenmajer 1986b). W kierunku północnym podjednostka krynicka jest nasunięta na bardziej zewnętrzną podjednostkę bystrzycką (sądecką). Podłużna dyslokacja rozdzielająca te dwie strefy zwana „krynicką” (Świdziński 1953), przebiega wzdłuż linii łuku Jazowsko–Życzanów–Łosie–Tylicz. Lokalnie jest ona zaburzona dyslokacjami poprzecznymi o kierunkach zbliżonych do południkowego (Oszczypko 1979). Podjednostka krynicka wykazuje strukturę stromych antyklin i płaskich synklin, zaś sądecka posiada blokowo-fałdowy styl budowy (Oszczypko 1973, 1979). Utwory wchodzące w skład poszczególnych podjednostek tektonicznych charakteryzują się również silnym zróżnicowaniem facjalnym osadów eoceniśkich, a granice ich formacji i ogniwi litostratygraficznych przebiegają diachronicznie (Oszczypko 1979, 1992a, Oszczypko, Dudziak, Malata 1990). Zasadnicza różnica w wykształceniu osadów omawianych stref facjalnych wydzielonych w obrębie Beskidu Sądeckiego polega na intensywnym rozwoju margli łąckich w obrębie formacji żeleźnikowskiej i magurskiej podjednostki sądeckiej, przy ich niemal całkowitej redukcji w krynickiej strefie facjalnej (tab. I) (Węclawik 1969a, c, Oszczypko 1979, Birkenmajer, Oszczypko 1989, Oszczypko 1991, Bromowicz 1992b).

Najstarszymi utworami strefy krynickiej są górnokredowe pstre łupki formacji łupków z Malinowej (Birkenmajer, Oszczypko 1989, Oszczypko 1992b). Występująca ponad nimi formacja hałuszowska, o miąższości do 100 m, jest wykształcona jako cienkoławicowy flisz, przechodzący ku górze w kompleks (ok. 30 m grubości) gruboławicowych piaskowców i zlepieńców formacji jarmuckiej reprezentujących częściowo paleocen (Birkenmajer, Oszczypko 1989).

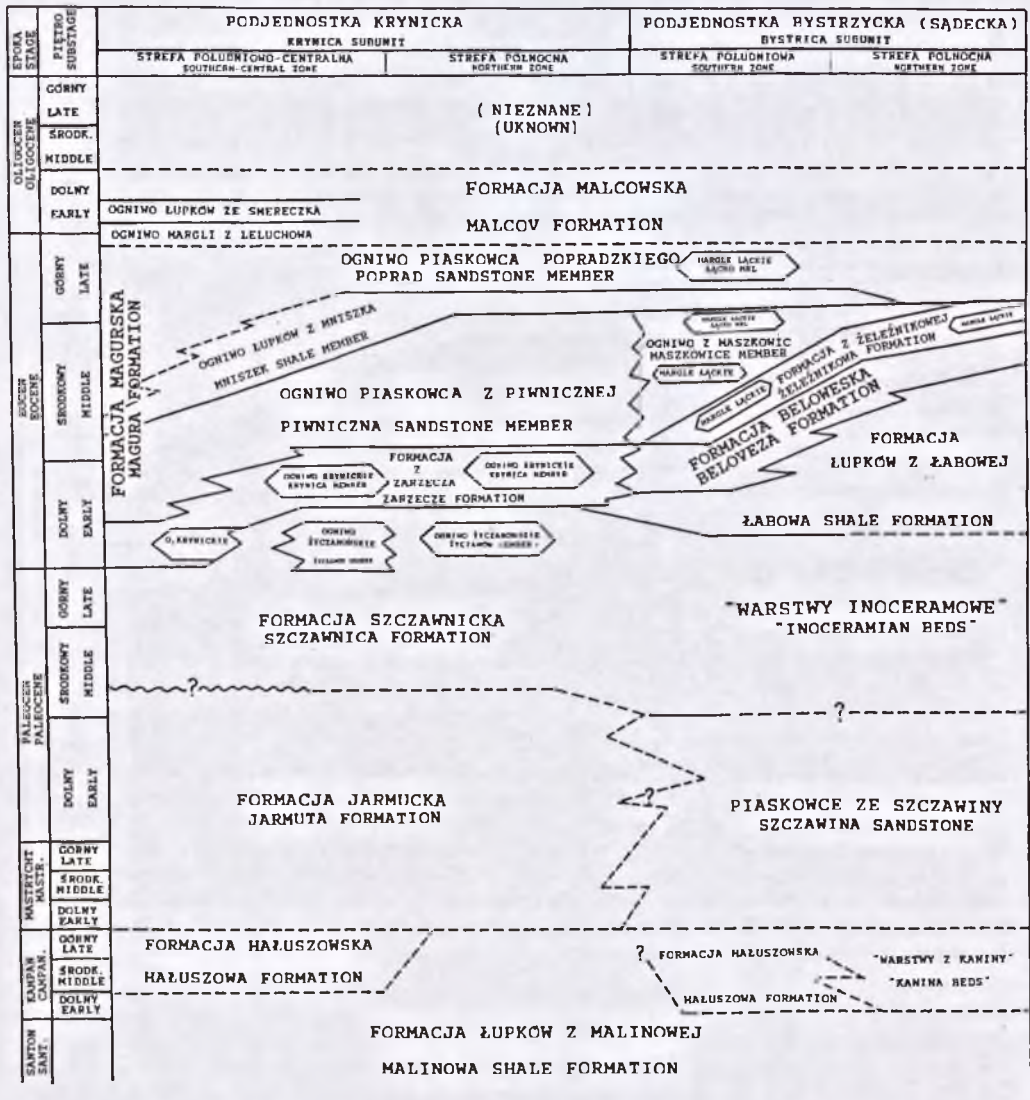


Ryc. 2. Mapa geologiczna Beskidu Sądeckiego (według Burtan i in. 1981, uzupełniona: Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko, Dudziak, Malata 1990, Oszczytko 1991). 1 – pieniński pas skałkowy, 2 – formacja łupków z Malinowej, 3 – „warstwy inoceramowe”, 4 – formacja szczawnicka i formacja z Zarzecza, 5 – paleogeńskie łupki pstre, formacja łupków z Łabowej, 6 – formacja beloweska i formacja z Zeleźnikowej, 7 – formacja magurska strefy krynickiej, 8 – ogniwo z Maszkowic formacji magurskiej strefy sądeckiej, 9 – formacja magurska strefy gorlickiej, 10 – ogniwo łupków z Mniszka formacji magurskiej, 11 – formacja malcowska, 12 – miocen Kotliny Sądeckiej, 13 – paleogeńskie utwory jednostki grybowskiej, 14 – główne uskoki, 15 – główne nasunięcia.

Fig. 2. Geological sketch-map of the Beskid Sądecki Mts. (after Burtan et al. 1981, simplified and modified by: Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko, Dudziak, Malata 1990, Oszczytko 1991). 1 – Pieniny Klippen Belt, 2 – Malinowa Shale Formation, 3 – „inoceramian beds”. 4 – Szczawnica Formation and Zarzecze Formation, 5 – variegated Palaeogene shales, Łabowa Shale Formation, 6 – Beloveza Formation and Zeleźnikowa Formation, 7 – Magura Formation, Krynica Subunit, 8 – Maszkowice Member, Magura Formation, Sącz Subunit, 10 – Mniszek Shale Member, Magura Formation, 11 – Malcov Formation, 12 – Miocene of the Sącz Basin, 13 – Palaeogene of the Grybów Unit, 14 – main faults, 15 – main overthrusts.

Tabela 1. Wiek i rozprzestrzenienie jednostek litostratigraficznych w obrębie podjednostki krynickiej i bystrzyckiej (sądeckiej) płaszczowiny magurskiej (wg Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko 1991, 1992a)

Table 1. Age and distribution of lithostratigraphic units in the Krynica and the Bystrica (Sącz) subunits in the Magura Nappe (after Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko 1991, 1992a)



Wyższą pozycję w profilu stratygraficznym ma formacja szczawnicka składająca się z cienko- i średnioławicowych turbidytów o miąższości do 350 m. W obrębie wyższej części tej formacji występują piaskowce i zlepieńce ogniwa życzanowskiego (tab. I) (Birkenmajer, Oszczytko 1989). Utwory formacji szczawnickiej reprezentują osady zewnętrznej części podmorskiego stożka depozycyjnego tworzącego się na dnie basenu magurskiego geosynkliny karpackiej, zaś osady ogniwa życzanowskiego sedymentowały w obrębie koryt rozprowadzających, w środkowej części stożka. Odpowiednikiem formacji szczawnickiej w strefie sądeckiej są niesformalizowane dotychczas „warstwy inoceanowe” (warstwy ropianieckie), będące najstarszymi utworami podjednostki sądeckiej w omawianym obszarze. Ponad nimi występują pstre łupki formacji łupków z Łabowej o miąższości do 120 m (Oszczytko 1991). W strefie krynickiej łupki wyklinowują się tworząc lokalne smugi w obrębie innych wydzieleni litostratygraficznych (Oszczytko 1992b).

Ponad formacją szczawnicką, a w strefie sądeckiej powyżej formacji łupków z Łabowej, leżą cienko- i bardzo cienkoławicowe turbidyty, reprezentujące zewnętrzną część stożka sedymentacyjnego (Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko 1991). W strefie krynickiej są one wydzielane jako formacja z Zarzecza o miąższości do 600 m, z ogniwem krynickim zawierającym gruboławicowe piaskowce i zlepieńce egzotykowe (Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko, Dudziak, Malata 1990). W strefie sądeckiej odpowiednikiem formacji z Zarzecza jest formacja beloweska o miąższości 100–350 m (Oszczytko 1991). Ponad nią w strefie sądeckiej występuje formacja z Zeleźnikowej (Oszczytko 1991). Jest ona reprezentowana przez średnio- i cienkoławicowe turbidyty miąższości 350–500 m, które sedymentowały w obrębie zewnętrznych części stożka depozycyjnego. W utworach tej formacji znajdują się liczne wkładki margli łąckich (tab. I). Dominującymi przestrzennie utworami w obydwu strefach są grubo- i bardzo gruboławicowe piaskowce muskowitzowe z przelawiczeniami zlepieńców lub lokalnie cienkoławicowych turbidytów o litofacji szczawnickiej lub zarzeckiej (Oszczytko, Porębski 1986, Oszczytko, Dudziak, Malata 1990). Utwory te zostały wydzielone jako formacja magurska, zaś jej miąższość waha się od około 1200 m w strefie sądeckiej do 2500 m w strefie krynickiej (Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko 1991). Reprezentują one osady środkowej części stożka depozycyjnego, tworzącego się u podnóża skłonu kontynentalnego na dnie basenu magurskiego geosynkliny karpackiej (Oszczytko 1992a). Dolna granica formacji magurskiej jest diachroniczna: dolnoeocenska w strefie krynickiej i środkowo-eocenska w strefie sądeckiej (tab. I) (Oszczytko 1992b). W obrębie Beskidu Sądeckiego formacja ta jest trójdzielna: dwa kompleksy piaskowcowe rozdzielone są poziomem pstrych łupków wyodrębnianych w obydwu strefach jako ogniwo łupków z Mniszka (Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko 1991). Dolny poziom piaskowcowy w strefie krynickiej to ogniwo piaskowca z Piwnicznej (Birkenmajer, Oszczytko 1989), zaś w strefie sądeckiej – ogniwo z Maszkowic (Oszczytko 1991). Grube wkładki margli łąckich, licznie występujące w obrębie utworów ogniwa z Maszkowic (tab. I), są związane z działalnością podmorskich osuwisk (Bromowicz, Górniak 1988, Bromowicz 1992b). Poziom górny reprezentowany jest w obydwu strefach przez ogniwo piaskowca popradzkiego (Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko 1991). W strefie krynickiej ponad ogniwem piaskowca popradzkiego znajdują się utwory formacji malcowskiej. Są to pstre margle zaliczane do ogniwa margli leluchowskich oraz łupki menilitowe wyróżnione jako ogniwo łupków ze Smereczka (Birkenmajer, Oszczytko 1989, Oszczytko, Dudziak, Malata 1990).

Główne grzbiety pasma Radziejowej i Jaworzyny Krynickiej (o wysokościach ponad 1000 m) mają charakter inwersyjny. Są zbudowane z kompleksów piaskowcowych formacji magurskiej podjednostki krynickiej, które tworzą tu rozległe synkliny. W obrębie pasma Radziejowej jest to synklina Radziejowej (Golonka, Rączkowski 1984), zaś wierzchowina główna pasma Jaworzyny Krynickiej powstała w północnym, lepiej rozwiniętym skrzydle synkliny Runek–Łabowska Hala–Pisana Hala (Węclawik 1969b, Baumgart-Kotarba 1974).

Główny, wododzielny grzbiet pasma Jaworzyny posiada charakter ostańcowy i jest wyniesiony 200–300 m ponad poziom śródgórski. Niższe, boczne grzbiety o wysokościach 700–800 m npm. mają przebieg poprzeczny do struktur geologicznych, przy czym grzbiety północne pasma są założone głównie w obrębie utworów podjednostki sądeckiej. Pasma Jaworzyny charakteryzuje się gęstą siecią głębokich dolin. Sposób ich rozmieszczenia, uwarunkowany budową geologiczną, spowodował asymetrię pasma, którego stoki północne są bardziej strome, zaś południowe połogie (Baumgart-Kotarba 1974).

Pasma Radziejowej ma postać szerokiego wału, silnie rozcinanego od południa i północy insekwentnymi dolinami rzecznyymi (Starkel 1972). Główny grzbiet Radziejowa–Prehyba, wzniesiony 300–400 m ponad poziom śródgórski, posiada wododzielny i ostańcowy charakter.

Grupa Kraczonika, Zimnego i Dubnego (Góry Czerchowskie), założona w synklinie zbudowanej z piaskowców formacji magurskiej, jest silnie rozczłonkowanym masywem o grzbietach odchodzących promieniście od centralnej kulminacji Zimnego (918 m npm.).

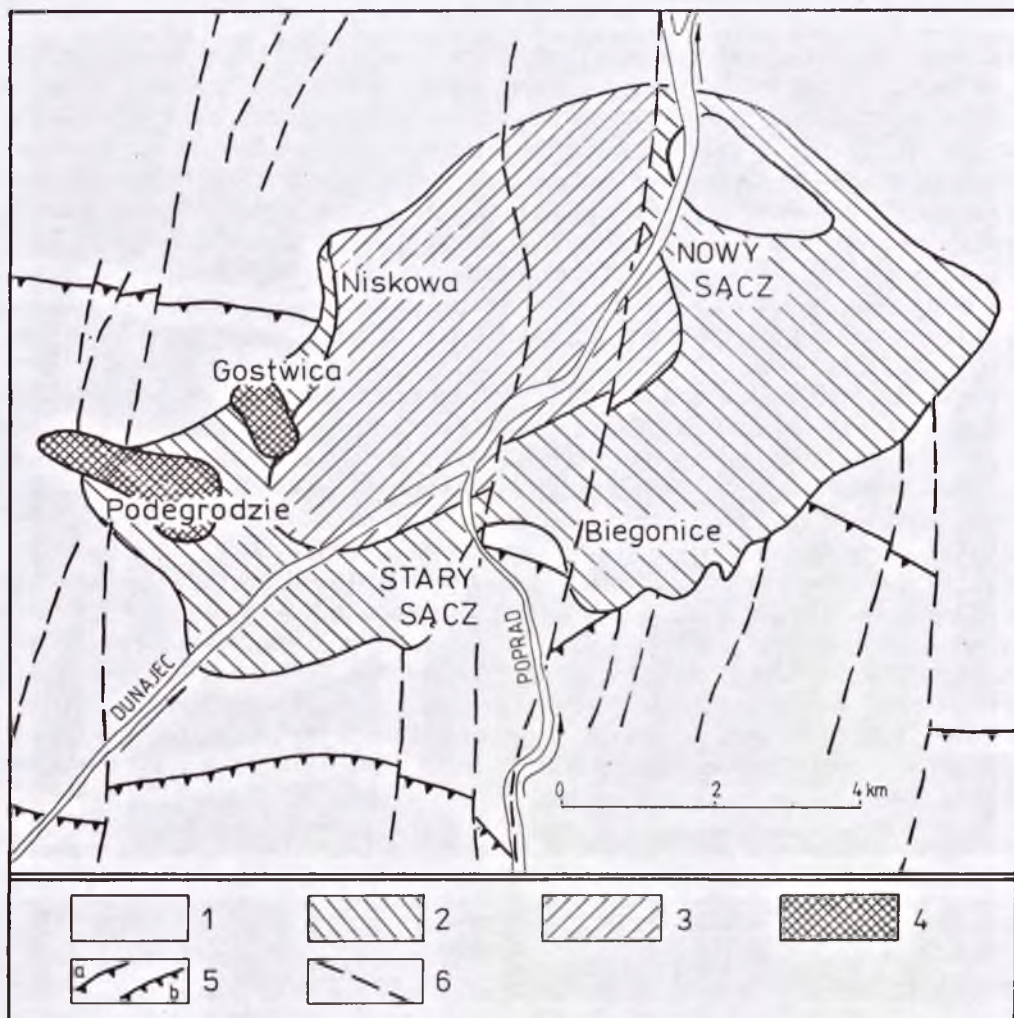
Rzeźba omawianego obszaru jest ustawicznie kształtowana i dopasowywana do odporności podłoża (Starkel 1969, 1972). Dominującymi procesami morfotwórczymi są tu powierzchniowe ruchy masowe, zachodzące najbardziej intensywnie w obrębie leżów źródłowych i zboczy pogłębianych dolin rzecznych (Golonka, Rączkowski 1984, Margielewski 1992a,b, 1994b). Prowadzą one nadal do rozczłonkowania i obniżania głównych wierzchołów pasma Jaworzyny i Radziejowej oraz grupy górskiej Dubnego i Zimnego.

2. Kotlina Sądecka

Kotlina Sądecka jest odrębną jednostką geomorfologiczną, znajdującą się u zbiegu dolin Dunajca i Popradu. Zajmuje ona 225 km² powierzchni a wysokość terenu nie przekracza w niej 290 m npm. Od północy zamyka ją pasmo Pogórza Rożnowsko-Ciężkowieckiego, gdzie wzgórza osiągają 550 m npm. Z pozostałych stron otaczają ją grzbiety Beskidów: Niskiego, Sądeckiego i Wyspowego, których wzniesienia przekraczają 1000 m npm. W budowie geologicznej Kotliny Sądeckiej wyodrębniają się trzy jednostki strukturalne: 1 – podłoże fliszowe płaszczowiny magurskiej, 2 – utwory molasowe neogenu, 3 – pokrywa osadów czwartorzędowych.

Fliszowe utwory płaszczowiny magurskiej występują na obrzeżu oraz w podłożu Kotliny Sądeckiej (ryc. 3). Są to litologicznie zróżnicowane osady hemipelagiczne i turbidytowe, głównie piaskowce i łupki z wkładkami margli. Tworzą one dwie podjednostki tektoniczno-facjalne: bystrzycką (sądecką) i gorlicką (raczańską), silnie sfałdowane i płasko nasunięte na siebie.

Utwory neogenu zajmują centralną część Kotliny o łącznej powierzchni 70 km². Wyodrębnia się w tych osadach dwie formacje litostratygraficzne (Oszczypko 1973, Oszczypko i in. 1992b):



Ryc. 3. Szkic geologiczny Kotliny Sądeckiej (według Oszczyпки 1973, bez utworów czwartorzędowych). 1 – osady fliszowe płaszczowiny magurskiej (paleocen – środkowy eocen); molasy miocenijskie zapadliska śródgórskiego: 2 – osady słodkowodne (formacja z Biegonic), 3 – osady morskie (odmiana facjalna formacji z Iwkowej i formacja z Niskowej), 4 – litofacja zlepieńców (ogniwo zlepieńców z Podegródzia), 5 – nasunięcia (a – bystrzyckie, b – krynickie), 6 – uskoki.

Fig. 3. Simplified geological map of the Sącz Basin (after Oszczyčko 1973, modified, without the Quaternary). 1 – flysch of the Magura Nappe (Palaeocene–Middle Eocene); the Miocene molasse of the intramountain foredeep: 2 – fresh-water deposits (Biegonice Formation), 3 – marine deposits (facies variety of Iwkowa and Niskowa Formation), 4 – lithofacies of conglomerates (Podegródzie Conglomerate Member), 5 – overthrust of the Bystrica Subunit (a) and the Krynica Subunit (b), 6 – faults.

- słodkowodne i lądowe osady ilaste oraz mułowcowe o miąższości 540 m z wkładkami węgla brunatnego (formacja z Biegonic),
- piaszczyste i ilaste osady pochodzenia morskiego o miąższości 40–50 m (formacja z Niskowej).

Wymienione osady reprezentują paraautochtoniczne pokrywy neogenu w Karpatach utworzone w obrębie synsedymencyjnego zapadliska śródgórskiego (Alexandrowicz S.W. 1971). W profilu słdkowodnych utworów miocenu w Kotlinie Sądeckiej zaznacza się wyraźna dwudzielność litologiczna: w spągu występują zlepieńce a w stropie utwory węglonośne. Zlepieńce spągowe zawierają przewarstwienia nieznacznie scementowanych piaskowców. Osady te nie odsłaniają się na powierzchni i znane są tylko z wierceń. Ich materiał otoczkowy pochodzi z fliszu płaszczowiny magurskiej (margle oraz drobnoziarniste piaskowce muskowitzowe i glaukonitowe) i tkwi w mułowcowo-ilastym lepiszczu. Ponad zlepieńcami występują kolejno: laminowane mułowce piaszczyste, niewy-sortowane gruboziarniste piaskowce i mułowce z przelawiczeniami drobnoziarnistych piaskowców, również zaliczane do niższej, grubodetrytycznej części profilu formacji z Biegonic.

Wyższa część profilu osadów słdkowodnych w Kotlinie Sądeckiej odznacza się występowaniem pokładów węgla brunatnego oraz rozproszonego detrytus uwęglonej flory w utworach terrygenicznym (iłowcach oraz marglistych i piaszczystych mułowcach). W osadach węglonośnych formacji z Biegonic występuje materiał florystyczny (*Schizomycetes*, *Fungi*, *Musci*, *Lycopodiidae*, *Coniferae* oraz *Angiospermae-Dicotyledonae*) charakteryzujący klimat ciepły z dużą ilością opadów (Łańcucka-Środoniowa 1979). Występują tu zarówno sporomorfy jak i większe fragmenty roślin, między innymi gałązki, liście i nasiona (Oszczypko, Stuchlik 1972). Margliste iłolupki dominujące w formacji biegonickiej zawierają detrytus roślinny oraz pojedyncze fragmenty ksyliatów. Występuje tutaj również mikroflora wodna bruzdnic (*Hystrichosphaeridae*) i okrzemek (*Bacillariophyceae*). Skamieniałości flory reprezentują siedliska podmokłe, bagniste i wilgotne, które zajmowały obniżone części terenu oraz siedliska suche z okalających kotlinę wzgórz. W osadach formacji z Biegonic stwierdzono dotychczas ogółem 111 taksonów roślin, z czego blisko połowa reprezentuje gatunki wymarłe (m.in. *Glyptostrobus europaeus*, *Decodom gibbosus*, *Actinidia argutaeformis*, *Andromeda carpatica*). Występuje tu ponadto kilkadziesiąt taksonów po raz pierwszy stwierdzonych w osadach trzeciorzędu Polski oraz kilkanaście nowych gatunków (Łańcucka-Środoniowa 1979). Oprócz szczątków roślin, w osadach formacji z Biegonic znaleziono nieliczne skorupy ślimaków lądowych, które poza stwierdzeniem występowania *Helix* i *Cyclostoma* (Bałuk 1966), nie zostały dotąd opracowane paleontologicznie. Na zachodnim krańcu Kotliny Sądeckiej, w obrębie osadów formacji z Biegonic, występuje 40 m miąższości seria zlepieńców z otoczkami piaskowców fliszowych, wydzielana jako ogniwo z Podegrodzia (Oszczypko, Stuchlik, Wójcik 1991). Facja zlepieńców z Podegrodzia powstała wskutek aktywności tektonicznej podłoża zachodniego krańca Kotliny Sądeckiej. Ruchy tektoniczne powodowały tworzenie się uskoków oraz splywów grawitacyjnych i sedymentację gruboklastycznych osadów, jakie widoczne są w dolnej części odsłonięcia w Gostwicy. Ułożenie otoczek obserwowane w zlepieńcach wskazuje, że materiał terrygeniczny transportowany był z NW na SE.

W zachodniej części Kotliny Sądeckiej, ponad osadami formacji z Biegonic leżą osady morskie formacji z Niskowej. Jedyne ich odsłonięcie znajduje się w miejscowości Niskowa. W spągu profilu występują lokalnie gruboławicowe piaski bez fauny, które ku górze przechodzą w piaski mulaste z soczewkami średnioziarnistych piaskowców wapnistych (Cieszkowski 1974). Osady te zawierają liczne skamieniałości (Bałuk 1970, Małecki 1970, Śmigielska 1973, Alexandrowicz S.W. 1974, Gonera 1994b). W kierunku wschodnim, ku środkowi niecki sądeckiej, w osadach tej formacji dominują laminowane

ily margliste, w których oprócz skorup mięczaków spotyka się uwęglone szczątki roślinne.

Utwory miocenijskie Kotliny Sądeckiej tworzą strukturalną nieckę ze stromo ustawionymi skrzydłami i poziomo zalegającymi warstwami w części centralnej. Upady warstw miocenu na wschodnim obrzeżeniu Kotliny wynoszą 15–30°/WNW. W części zachodniej, na kontakcie z fliszem jednostki bystrzyckiej płaszczowiny magurskiej utwory miocenu mają upady zbliżone do 90°. Liczne uskoki poprzeczne występujące w utworach fliszowych podłoża Kotliny Sądeckiej mają swoją kontynuację w obrębie osadów neogenu.

Osady czwartorzędu w centralnej części Kotliny występują w formie zwartej pokrywy ponad osadami miocenu, natomiast na jej obrzeżu zachowały się one jako fragmenty pokryw aluwialnych na fliszowych cokołach skalnych oraz jako lessy i utwory stokowe (Rutkowski, Zuchiewicz 1987, Zuchiewicz 1992). W dolinie Dunajca i Popradu Kotliny Sądeckiej wyróżniono kilka poziomów terasowych o sekwencjach osadowych plejstocenu i holocenu. Najwyżej położone, „wysokie” terasy, reprezentują piętro San zlodowacenia południowopolskiego. Występują one ponad dnem obecnego koryta Dunajca w przedziale wysokości względnej 40–110 m. Osady aluwialne tych terasów składają się w znacznej części z silnie zwietrzałych otoczaków piaskowców fliszowych oraz skał tatrzańskich, które tkwią w piaszczysto-gliniastym lepiszczu. Niżej położone terasy „średnie” reprezentują plejstocenijskie piętro Odry oraz Warty (zlodowacenie środkowopolskie). Znajdują się one 20–15 m oraz 12–5 m ponad obecnym dnem Dunajca. Wypełniają je osady aluwialne o składzie petrograficznym zbliżonym do aluwii terasów „wysokich”. Są one przeważnie zakryte lessami oraz piaskami i glinami deluwialnymi młodszego plejstocenu. Najmłodsze osady czwartorzędu w Kotlinie Sądeckiej reprezentują piętro Vistulian (zlodowacenie północnopolskie) oraz holocen i składają się z otoczaków nieznacznie zwietrzałego materiału pochodzenia fliszowego. Podłoże skalne tych terasów często znajduje się poniżej obecnego dna Dunajca a w rejonach przystokowych zalegają one z utworami soliflukcyjnymi. W najniższej położonej części Kotliny, na wysokości kilku metrów ponad obecnym dnem Dunajca, występują holocenijskie terasy z licznymi starorzeczami.

IV. Kryteria waloryzacji obiektów na tle geoochrony Karpat

ZOFIA ALEXANDROWICZ

Inwentaryzacja wartościowych obiektów przyrody nieożywionej i ich klasyfikacja, polegająca na zaszeregowaniu do odpowiednich grup genetycznych, są przygotowawczym etapem dla opracowania sieci geoochrony wybranego obszaru. Klasyfikacja zabytków ma różny zakres uzależniony od georóżnorodności i stopnia poznania rozpatrywanego obszaru. Posługując się przykładami z terenu Polski w jej północnej części wyróżnia się głównie formy i utwory genetycznie związane ze zlodowaczeniami plejstocenijskimi, natomiast w obszarach południowych kraju występują skały różnego wieku, a zarazem różnorodne obiekty godne ochrony (Alexandrowicz Z., Drzał, Kozłowski 1975, Alexandrowicz Z. i in. 1992). Pierwsze zasady podziału zabytków przyrody nieożywionej w Polsce sprecyzował S. Małkowski (1928) dzieląc je na nieruchome – zachowane „in situ” i ruchome czyli muzealne. Klasyfikacja tych pierwszych została następnie roz-