

Terenowe Warsztaty Geomorfologiczne

**ŚRODOWISKO I CZŁOWIEK
W GÓRACH ŚREDNICH**

Muczne

3 – 5 października 2007

POD PATRONATEM DYREKCJI BIESZCZADZKIEGO PARKU NARODOWEGO

red. Grzegorz Haczewski, Joanna Zawiejska



**INSTYTUT GEOGRAFII AKADEMII
PEDAGOGICZNEJ W KRAKOWIE**



**STOWARZYSZENIE
GEOMORFOLOGÓW POLSKICH**

Kraków 2007

Celem warsztatów jest prezentacja i dyskusja wyników badań dotyczących środowiska abiotycznego i relacji człowiek-środowisko w górach średnich. W Bieszczadach środowisko naturalne silnie wpływało na działalność człowieka przez cały okres jego działalności gospodarczej. Ślady tego wielowiekowego oddziaływania są tu szczególnie dobrze zachowane gdyż intensywny wpływ człowieka został praktycznie przerwany w połowie 20. wieku, zanim nastąpiły nieodwracalne zmiany w środowisku charakterystyczne dla drugiej połowy 20. wieku, związane z trwałymi przekształceniami w dolinach rzecznych.

Szczegółowe terenowe badania geologiczne i geomorfologiczne przeprowadzone w ostatnich kilkunastu latach dostarczyły bogatego materiału na temat zapisu geologicznego działalności człowieka od początku zagospodarowywania tych ziem. Udokumentowano też liczne cenne obiekty przyrody nieożywionej stanowiące o wysokich walorach naukowych, dydaktycznych i geoturystycznych tego obszaru.

Komitety Organizacyjny:

Joanna Zawiejska (Przewodnicząca), Krzysztof Bąk, Grzegorz Haczewski, Józef Kukulak

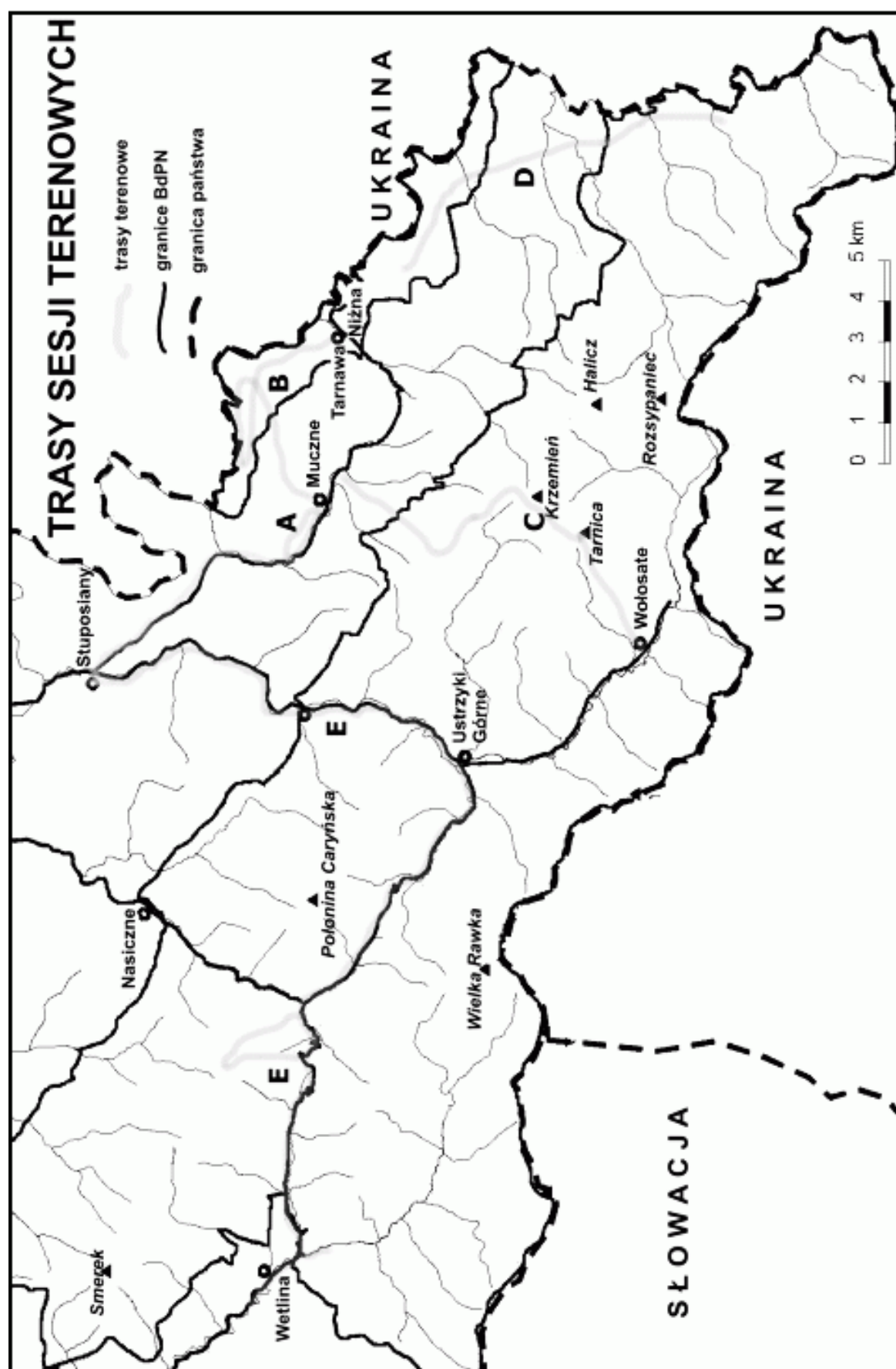


W trakcie Warsztatów .

(fot. M. Długosz)

Spis treści

PROGRAM	5
REFERATY	7
STRESZCZNIĄ PREZENTACJI POSTEROWYCH	21
WYCIECZKI TERENOWE – PRZEWODNIK	41
 3 października (środa)	
Trasa A: Muczne	43
 4 października (czwartek)	
Trasa B: Muczne – Tarnawa Niżna – Dźwiniacz Górny – Łokieć – potok Czerwony – Muczne	45
Trasa C: Muczne – Bukowe Berdo – Krzemień – Tarnica – Halicz – Rozsypaniec – przeł. Bukowska – Wołosate – Muczne	53
 5 października (piątek)	
Trasa D: Muczne – Tarnawa Wyżna – Beniowa – Sianki – Muczne	60
Trasa E: Stuposiany – Pszczeliny – Wetlina-Stare Sioło – przełom Górnej Solinki – dolina Pot. Nasiczniańskiego – Berehy Górne – Połonina Wetlińska – Muczne	67



PROGRAM

3 października (środa)

- od 13.00** Willa Arnika, Muczne: rejestracja uczestników, zakwaterowanie
- 14.00** Obiad
- 15.00 – 17.30** Powitanie uczestników i sesja terenowa A w dolinie potoku Mucznego
- 17.30 – 19.00** Sesja referatowa wprowadzająca w tematykę konferencji
- 19.00** Kolacja
- od 20.00** Sesja posterowa
- 20.30** Spotkanie grupy HIMME (Human Impact on Mid-Mountain Ecosystems)

4 października (czwartek)

- 7.00** Śniadanie
- 8.00 – 18.00** Sesje terenowe:
- B) Muczne – Tarnawa Niżna – Dzwiniacz Górny – Łokieć – Jeleniowate (prowadzący: *Józef Kukulak, Grzegorz Haczewski, Adam Łajczak*)
- C) Muczne – Bukowe Berdo – Tarnica – Wołosate - Muczne (prowadzący: *Krzysztof Bąk*)
- 18.00** Obiad
- 19.00 – 20.30** Sesja posterowa
- od 20.30** Spotkanie towarzyskie przy ognisku

5 października (piątek)

- 7.00** Śniadanie
- 8.00 – 18.00** Sesje terenowe:
- D) Muczne – Tarnawa Niżna – Beniowa – Muczne (prowadzący: *Józef Kukulak*)
- E) Dolina Wołosatego – Dolina Wetlinki – dolina Górnej Solinki – Przełęcz Wyżnia – Połonina Wetlińska – Berehy Górne (prowadzący: *Grzegorz Haczewski, Krzysztof Bąk*)
- 18.00** Obiad
- 19.30** Dyskusja, podsumowanie, zamknięcie Warsztatów

6 października (sobota)

- 7.30** Śniadanie.
- 8.00** Wyjazd do Krakowa (dworzec PKP). Planowany przyjazd – ok. g. 13.00

ZAKWATEROWANIE I MIEJSCE OBRAD

Willa Arnika
Muczne 11, 38-713 Lutowiska
<http://www.bieszczady.net.pl/arnika/>



W dolinie górnego Sanu

(fot. J. Zawiejska)

GORY BIESZCZADZKIE są te :
Modra, Turza, i Wapienna, ztykają
 się z Karpackimi, i ciągną ku Rusi czer-
 woney. Na wierzchołku iedney z nich
 iest kamień położony, Ruskiemi literami
 wyryty od Lwa Xiążęcia Ruskiego na
 znak Granicy między Rusią czerwoną i
 Węgrami. Z tych gór znaczne rzeki po-
 czątek swoy biorą, iako to: Dniestr, San,
 Styr, i Cissa.

Stanisław Ładowski (1738-1798). *Historia naturalna kraiu polskiego czyli Zbior krótki przez Alfabet ułożony, Zwierząt, Roślin, i Minerałów znajdujących się w Polsce i Litwie. T. 2: zebrana z pisarzów godnych wiary, z rękopismow i świad-
 kow oczywistych / przez Ładowskiego S.P.* . Reprodukacja wg: Akademia Górniczo-Hutnicza im. St. Staszica w Krakowie.
 Biblioteka Główna. <http://winntbg.bg.agh.edu.pl/skrypty2/0126/>

Referaty

Grzegorz HACZEWSKI, Krzysztof BĄK (Akademia Pedagogiczna w Krakowie) – *Budowa geologiczna Bieszczadów Wysokich*

Józef KUKULAK (Akademia Pedagogiczna w Krakowie) – *Rzeźba Bieszczadów Wysokich i zapis działalności człowieka w osadach czwartorzędowych*

Antoni DERWICH (Bieszczadzki Park Narodowy) – *Człowiek w Dolinie Górnego Sanu...*

Ryszard PRĘDKI (Bieszczadzki Park Narodowy) – *Zagrożenia antropogeniczne w piętrze wysokogórskim Bieszczadzkiego Parku Narodowego*

Grzegorz HACZEWSKI (Akademia Pedagogiczna w Krakowie) – *Walory geoturystyczne Bieszczadów Wysokich*

Budowa geologiczna Bieszczadów Wysokich

Grzegorz HACZEWSKI¹, Krzysztof BĄK²

Akademia Pedagogiczna w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2; 30-084 Kraków;

¹ *E-mail: sg haczew@interia.pl* ² *E-mail: sgbak@cyf-kr.edu.pl*

Bieszczady Wysokie leżą w obrębie wielkiej jednostki geologiczno-strukturalnej określanej jako Karpaty zewnętrzne. Ta część Karpat zbudowana jest niemal wyłącznie ze skał fliszowych o wieku od najwyższej jury do dolnego miocenu, sfałdowanych, odkłutych od podłoża i nasuniętych daleko ku północy na krawędź platformy zachodnioeuropejskiej, która sięga co najmniej 40 km na południe od brzegu Karpat, a zapewne znacznie dalej. Sfałdowane i nasunięte na północ skały fliszowe Karpat zewnętrznych są rozbite na kilka wielkich jednostek o charakterze płaszczowin, ułożonych na sobie dachówkowato i oddzielonych wielkimi powierzchniami nasunięć. Jednostki te różnią się od siebie rozwojem równowiekowych utworów i dlatego są w polskiej literaturze geologicznej nazywane jednostkami tektoniczno-facjalnymi. W Bieszczadach Wysokich na powierzchni ukazują się pograniczne strefy dwu wielkich jednostek – śląskiej i nasuniętej na nią od południa jednostki dukielskiej.

W Bieszczadach Wysokich na powierzchni ukazują się tylko najmłodsze osady jednostki śląskiej gdyż obszar ten jest częścią tzw. centralnej depresji karpackiej, obniżonego elementu tektonicznego, gdzie warstwy krośnieńskie wieku oligoceńskiego osiągnęły szczególnie dużą miąższość, a erozja zdołała dotąd usunąć jedynie stosunkowo niewielką ich część. Warstwy krośnieńskie w Bieszczadach Wysokich odróżniają się od warstw krośnieńskich w innych częściach Karpat obecnością specyficznej lokalnej odmiany piaskowców – tzw. piaskowców otryckich. Piaskowce te są dość silnie scementowane i tworzą grube pakiety o przewadze gruboławicowych piaskowców przedzielone pakietami piaskowców i łupków bardziej podatnych na wietrzenie erozję niż piaskowce otryckie. Z tego powodu warstwy krośnieńskie z piaskowcami otryckimi tworzą grzbiety, a w budowie tych grzbietów zaznaczają się grzedy założone na pakietach piaskowców otryckich. Seria warstw krośnieńskich z piaskowcami otryckimi sfałdowana jest w wielkie asymetryczne fałdy. Jądra antyklin są przeważnie przecięte powierzchniami drugorzędnych nasunięć, a w synklinach poszczególne pakiety warstw, a nawet poszczególne warstwy grubieją w kierunku północnych skrzydeł. Jest to wynikiem osadzania się tych warstw już po rozpoczęciu fałdowania, we wczesnej jego fazie.

Najbardziej wewnętrzna, czyli południowo-zachodnia, część jednostki śląskiej jest wydzielana pod nazwą strefy przeddukielskiej jako osobna strefa tektoniczno-facjalna w jej obrębie. Pakiety piaskowcowe, zwłaszcza piaskowce otryckie, są tu znacznie cieńsze, a w całym profilu warstw przeważają utwory cienkoławicowe, z dużym udziałem łupków, silnie podatne na deformacje tektoniczne. Ta silna podatność na deformacje w połączeniu z położeniem tuż pod powierzchnią nasunięcia dukielskiego spowodowała, że serie skalne o wieku od górnego eocenu po oligocen odsłonięte w strefie przeddukielskiej są niezwykle silnie sfałdowane i złuskiwane oraz pocięte licznymi systemami spękań. Struktury łuskowe strefy przeddukielskiej mają charakter dupleksów, serii równoległych łusek ograniczonych od dołu i od góry powierzchniami większych nasunięć. W późnej fazie fałdowania strefa przeddukielska była ściśnięta jak w kleszczach między czołem jednostki dukielskiej zbudowanym z potężnej serii gruboławicowych piaskowców ciśnieńskich, a serią warstw krośnień-

skich z piaskowcami otryckimi. Brzeżne fałdy jednostki śląskiej uległy wstecznemu przechyleniu na północ, co wyróżnia je dziś od większości fałdów w Karpatach zewnętrznych. Powstało wtedy też wsteczne nasunięcie warstw krośnieńskich centralnej depresji karpackiej na strefę przeddukielską, w wyniku którego strefa ta zwęża się ku górze – jej wschodnie są szersze w dolinach, a węższe na przełęczach. W głębszych skałach strefy przeddukielskiej znajdują się złoża gazu i, być może, ropy naftowej.

Jednostka dukielska w granicach Bieszczadów Wysokich występuje w Paśmie Granicznym i zbudowana jest ze skał o wieku od górnej kredy po dolny eocen. Najstarsze warstwy łupkowskie odsłaniają w wąskich pasach u czoła nasunięcia dukielskiego spod warstw ciśnieńskich – potężnej ponadkilometrowej serii o przewodzie gruboławicowych piaskowców najwyższej kredy i być może paleocenu. Leżąca nad nimi cienkoławicowa seria piaskowców i łupków warstw z Majdanu odznacza się występowaniem skupień ubogich rud żelaza, które były dawniej podstawą hutnictwa w rejonie Cisnej. Wyżej leżą tzw. warstwy hieroglifowe o zmiennych proporcjach piaskowców i łupków, wśród których występują dwa wyraźne pakiety gruboławicowych piaskowców z Wielkiej Rawki a także cienki pakiet zielonych i czerwonych łupków odpowiadających poziomowi pstrych łupków rozpowszechnionemu w całych Karpatach. Skały jednostki dukielskiej tworzą kilka wielkich złuskowanych synklin i antyklin. Czoło nasunięcia jednostki dukielskiej zostało pod koniec fałdowania podniesione i obecnie zapada ono pod nienaturalnie stromymi kątami, a lokalnie jest nawet wstecznie obalone. Granica nasunięcia jednostki dukielskiej jest bardzo czytelnie zaznaczona w rzeźbie terenu jako wyraźne załamanie stoku u podnóża bardzo stromych północnych stoków Pasma Granicznego opadających do Obniżenia Śródbieszczadzkiego.



Skałki przy ujściu potoku Wołosatego

(fot. G. Haczewski)

Rzeźba Bieszczadów Wysokich i zapis działalności człowieka w osadach czwartorzędowych

Józef KUKULAK

*Akademia Pedagogiczna w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2; 30-084 Kraków
E-mail: jkukulak@ap.krakow.pl*

Regionem, w którym odbywają się „Warsztaty Geomorfologiczne 2007” są Bieszczady Wysokie, a dokładniej – ich fragment w południowo-wschodnim narożniku Polski, obwiedziony granicą z Ukrainą. Bieszczady Wysokie są najbardziej zachodnim segmentem głównego grzbietu Karpat Wschodnich, rozciągają się od Przeł. Łupkowskiej (640 m n.p.m.) i dolin rzek Osławicy – Osławy na zachodzie, a kończą na dolinie Sanu i Przeł. Użockiej (853 m n.p.m.) na wschodzie.

Bieszczady Wysokie należą do gór średnich, deniwelacje terenu sięgają 400-600 m, a bezwzględne wysokości najwyższych szczytów przekraczają 1300 m n.p.m. Duże deniwelacje sprawiają, że w Bieszczadach zaznacza się piętrowość klimatyczno-roślinna. Są one w zasięgu trzech pięter klimatu: umiarkowanie chłodnego, chłodnego i bardzo chłodnego, mających wiele cech klimatu kontynentalnego. Hipsometrycznie nawiązują do nich piętra roślinne. Dno doliny Sanu i obniżenia Śródbieszczadzkiego jest do 50-80 m wysokości względnej (700-800 m n.p.m.) prawie bezleśne („Kraina Dolin”). Stoki Pasma Granicznego i Połonin są do wysokości 1100-1200 m silnie zalesione (piętro lasów mieszanych). Powyżej tej granicy rozciąga się piętro wierzchowinowych łąk subalpejskich (połonin). Brakuje górnego piętra lasów, co odróżnia Bieszczady od innych pasm górskich Karpat Północnych. Blisko 77% dorzecza Sanu jest obecnie zalesione.

Główną cechą rzeźby Bieszczadów jest jej charakter strukturalny, wyrażający się silnym uzewnętrznieniem w formach terenu predyspozycji litologicznych i tektonicznych podłoża. Jej ukształtowaniu się sprzyjał najbardziej regularny w polskich Karpatach układ struktur fałdowych fli-szu, w połączeniu z dużym kontrastem względnej odporności na denudację budujących je skał. Postępujące w przeszłości procesy rzeźbotwórcze przebiegały w Bieszczadach w ścisłym powiązaniu z układem tych struktur i w tempie preferowanym odpornością podłoża. Uwidacznia się dziś w rusztowym układzie grzbietów i kratowej sieci dolinnej.

Stopień wydobycia struktury w dzisiejszej rzeźbie Bieszczadów jest jednak niepełny. Ta część Bieszczadów znajduje się bowiem w strefie europejskiego działu wodnego i w krajobrazie gór zachowały się jeszcze spore fragmenty rzeźby słabo do dziś odmłodzonej (relikty spłaszczeń planacyjnych, ostańce twardzielcowe). Odmłodzenie tego obszaru jest wyraźnie opóźniane wskutek odległego położenia od przedpola gór, mimo iż wcinaniu się rzek sprzyjało w przeszłości tektoniczne jego podnoszenie. Tym można by tłumaczyć, że łączna powierzchnia grzbietów i stoków wyraźnie przewyższa dziś powierzchnię dolin.

Na planie elementów morfostrukturalnych tej części Bieszczadów wyróżniają się dwa równoległe ciągi grzbietów: Graniczne (z Wielką Rawką 1304 m n.p.m.) i Połonin (z Tarnicą 1346 m n.p.m. i Haliczem 1333 m) oraz dwa rozdzielające je podłużne obniżenia: Śródbieszczadzkie (z kotliną Ustrzyk Górnych, Brzegów Górnych i Wetliny) i Dolinę Górnego Sanu (z kotliną Dźwiniacza Górnego). Pasma Graniczne jest uformowane w utworach jednostki dukielskiej, w której grzbieto-

twórczą rolę odgrywają piaskowce warstw ciśnieńskich i piaskowce z Wielkiej Rawki. Grzbiety pasma Połonin wytworzyły się na grubych i odpornych pakietach piaskowców otryckich (warstwy krośnieńskie jednostki śląskiej). Oba pasma mają górski, krawędziowy styl rzeźby, uwarunkowany przeważnie monoklinalnym zaleganiem warstw. Cechują się bardzo długimi, stromymi (15-40°) i progowymi stokami, o licznych formach grawitacyjnych (osuwiska, rumowiska) oraz szczytkowo zachowanymi spłaszczeniami planacyjnymi.

Obniżenie Śródbieszczadzkie jest wycięte w wąskim pasie utworów głównie łupkowych i silnie złuskowanych, bezpośrednio przed czołem nasunięcia dukielskiego (strefa przeddukielska jednostki śląskiej), natomiast obniżenie Górnego Sanu jest założone w bardziej cienkoławicowych piaskowcach i łupkach oddziały nadotryckiego, częściowo podotryckiego warstw krośnieńskich. Jedynie stromo i wysoko piętrzące się pagóry meandrowe wzdłuż Sanu zawdzięczają swoją wyniosłość pakietom piaskowców gruboławicowych w warstwach krośnieńskich. Oba obniżenia mają rzeźbę typu pogórskiego, ich dna są na długich odcinkach szerokie (50-200 m), złożone z kilku stopni teras rzecznych, z torfowiskami na powierzchni oraz przeważnie krętym korytem rzek. Źródłowe odcinki Sanu i Wołosatki sięgają bardzo niskich, transkarpaccich przełęczy w głównym grzbiecie Bieszczadów (Użocka 853 m, Beskid 785 m. n.p.m.). Średni spadek podłużny Sanu od źródeł po ujście Wołosatego wynosi zaledwie 0,5%, a Wołosatego 2,55%. San od swoich źródeł w Przełęczy Użockiej (863 m n.p.m.) po okolice Stuposian (ok. 550 m n.p.m.) jest rzeką graniczną. Lewostronna (polska) część jego dorzecza jest większa powierzchniowo (78,5%) od prawostronnej (ukraińskiej) i do Sanu uchodzą stąd długie dopływy (Niedźwiedź, Syhłowaty, Litmirz, Roztoki, Muczny, Wołosaty).

Doliny podłużne mają schodowy system teras, w którym terasy kolejno młodsze są coraz niższe. W dolinie górnego Sanu występują trzy terasy wieku plejstocénskiego (30-35 m, 11-15 m, 6-10 m) oraz trzy wieku holocénskiego: (4-5 m, 3-4 m, 1-3 m). Najbardziej rozległa powierzchniowo jest terasa o wysokości 4-5 m. San i Wołosaty mają obecnie koryto o żwirowym dnie, ale podczas wezbrań przeważa w nim mieszany typ obciążenia. Wskutek ujemnego bilansu rumowiska rzeki redeponują w nim głównie własne starsze aluwia.

W całościowym obrazie dzisiejszej rzeźby Bieszczadów Wysokich można wskazać na kilka osobliwych jej form. W obrębie grzbietów i ich stoków są to:

- 1) zróżnicowana postać grzbietów: od ostrych monoklinalnych (np. na Krzemieniu, Kińczyku i Kopie Bukowskiej, lokalnie na Bukowym Berdzie, Połonie Caryńskiej i Wetlińskiej) po szerokie spłaszczone (m.in. na Szerokim Wierchu, Jeleniowatym) - wynika ona głównie z łagodności lub większego upadu warstw skalnych budujących wierzchowinowe partie grzbietów.
- 2) lokalnie kulisowy przebieg linii grzbietowej względem układu grzęd twardzielcowych (m.in. Kopa Bukowska, Rozsypaniec, Połonica Caryńska) - to widoczny efekt niezgodności kierunków biegu pakietów lub ławic piaskowcowych z wytworzoną później linią powierzchniowego wododziału na grzbietach.
- 3) liczne formy skałkowe (progi i grzędy skalne, izolowane skałki - m.in. Smerek, Połonica Wetlińska i Caryńska, Rozsypaniec, Kińczyk i Kopa Bukowska) oraz towarzyszące im rumowiska skalne (języki i pola gruzowe - m.in. Krzemień, Połonica Caryńska i Wetlińska, Kopa Bukowska) - są one produktem działalności wietrzenia mecha-

nicznego skał i grawitacyjnego przemieszczenia rumoszu, głównie w warunkach klimatu peryglacjalnego w plejstocenie.

- 4) spłaszczenia stokowe o podobnej rozciągłości hipsometrycznej (m.in. rejon Przeł. Goprowców, Kopa Bukowska, Bukowe Berdo, Dział) – są relikdami dawnych poziomów planacyjnych uchowanych za zasłoną pakietów piaskowców lub w strefach wododzielnych.
- 5) rozległe i głębokie osuwiska pakietowe (m.in. Szeroki Wierch, Tarnica, Jeleniowate, Halicz i Wołowy Grzbiet) – mają rysy strukturalne (względnie regularne kształty form składowych), są w większości ustabilizowane, ale przyczyny i wiek ich powstania nie są jeszcze określone.
- 6) pojedyncze rowy grzbietowe (Tarnica, Halicz, Hnatowe Berdo) – są one natury grawitacyjnej i wiążą się prawdopodobnie z dużym pogłębieniem się pobliskich dolin.
- 7) spora odległość lejów źródłowych cieków rozcinających stoki od linii grzbietowej oraz słaba erozja wsteczna w tych lejach (m.in. Szeroki Wierch, Rozsypaniec, Kińczyk Bukowski) – warunkuje je duża odporność pakietów piaskowcowych i oddalenie od bazy erozyjnej rzek.

W obrębie dolin do osobliwości regionu można zaliczyć:

- 1) dużą ilość torfowisk na terasach rzecznych (wzdłuż Sanu i Wołosatki) – mało jest w środkowej Europie torfowisk wysokich w głębi gór, mają one rozpoznaną budowę podłoża, miąższość, opracowane diagramy pyłkowe, a niektóre - określony wiek akumulacji torfu (Tarnawa Wyżna, Dźwiniacz Górny, Łokieć, Wołosate, Ustrzyki Górne, Smerek). Tworzyły się od schyłku ostatniego okresu chłodnego plejstocenu do czasów współczesnych na równiach zawala wzdłuż koryta Sanu i Wołosatki lub w starorzeczach tych rzek. Część z nich jest dziś rezerwatami przyrody („Litmirz”, „Tarnawa Wyżna”, „Dźwiniacz Górny”, „Łokieć”, „Zakole”, „Wołosate”).
- 2) Obecność niezwykle rozległego i miąższego stożka napływowego Roztok w Tarnawie Niżnej – cechy jego budowy wskazują na jednorazowy epizod olbrzymiej akumulacji aluwioów, nie mającej odpowiednika w żadnym innym stożku w Bieszczadach. Może on być efektem kaptazu potoku Muczny przez Roztoki i zapisem początku tego kaptazu.
- 3) Odmienność budowy pokrywy aluwialnej w terasie zalewowej (1-3 m) – tak rozległa i miąższa w aluwia terasa zalewowa występuje w górach bardzo rzadko. Ciągnie się wzdłuż Sanu niemal od źródeł rzeki, wnika również w dolne odcinki jej większych dopływów. Jej aluwia są drobnoziarnistą mada, wzbogaconą w spągowej części w szczątki drzew i okruchy węgla drzewnych. Podłożem mady jest cienka warstwa żwirów lub wprost fliszowy cokół skalny. Wszystkie starsze (wyższe) terasy mają w całości żwirowe pokrywy akumulacyjne – zmianę typu osadów w najmłodszej terasie można wiązać ze zmianą użytkowania terenu (z kolonizacją rolniczą terenu).
- 4) punktowe występowanie laminowanych osadów w profilach teras niskich – są to serie warstewek drobnoziarnistych osadów mineralnych na przemian zalegających

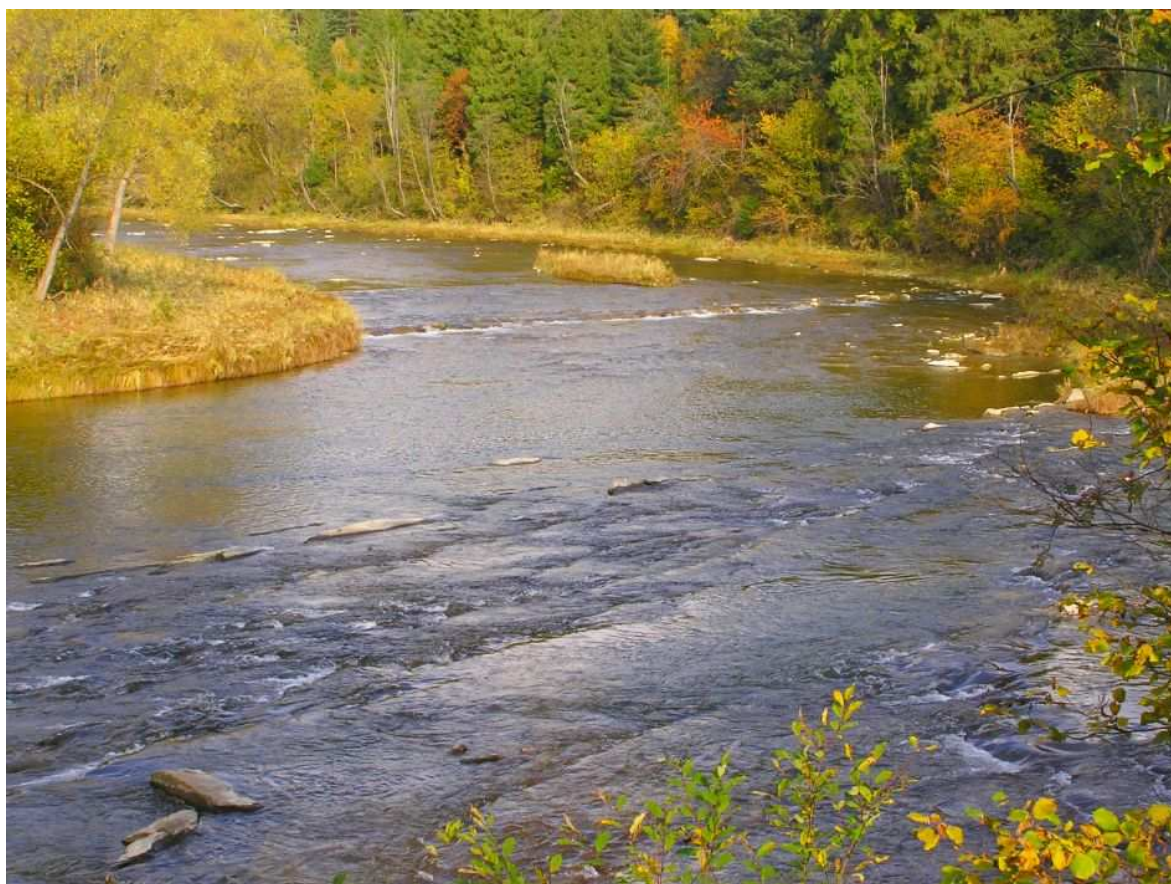
z warstewkami szczątków materiału roślinnego. Są one wypełnieniem dawnych zbiorników korytowych: sztucznych (zbiorniki dla młynów, tartaków, potaszní) lub naturalnych (z przegrodami koluwiów).

- 5) Wyrównane dna koryt niektórych potoków bocznych – to efekt ich sztucznego wyprofilowania przy transporcie ścinanych drzew w minionym wieku (koryta była drogami dojazdowymi do wyższych części stoków, budowane także w ich obrębie kłauzy).
- 6) Dominacja wgłębnej i bocznej erozji w korytach rzek – słabe zasilanie rzeki w materiał zboczowy jest przyczyną ujemnego bilansu aluwíów, energia rzek podczas wezbrań przewyższa zdolność transportową rumowiska w rzekach. Od poł. XX w. zaprzestano w polskiej części dorzecza Sanu uprawy roli - wskutek stopniowego zadarńienia i zalesienia terenu maleje dostawa glin zboczowych.
- 7) Ślady dawnego osadnictwa i działalności gospodarczej człowieka oraz ich stopniowe zacieranie się – to cmentarze, kaplice przydrożne, drzewa przydomowe i sady, resztki fundamentów cerkwi lub budowli gospodarskich (piwnice, studnie), a na polach ślady teras rolnych i dróg polnych.

Dla poznania jakości oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze Bieszczadów, a szczególnie określenia okresu tego oddziaływania należy mieć na względzie historię działalności człowieka na tym terenie, jej rodzaj i natężenie. A obejmuje ona zaledwie drugą połowę minionego 1000-lecia.

Historię osadnictwa tego regionu rekonstruuje się z danych palinologicznych, archeologicznych, historycznych i kartograficznych. Z analizy diagramów bieszczadzskich torfowisk wynika, że ingerencja człowieka w naturalną sukcesję tutejszej roślinności zaznaczała się okresowo od dawna (2 tys. lat p.n.e.), ale największe i najbardziej gwałtowne zmiany występować zaczęły dopiero od poł. ostatniego 1000-lecia. W spektrach pyłku wszystkich torfowisk największa koncentracja flory synantropijnej występuje w stropowych odcinkach diagramów (do głęb. 30-40 cm). Także wyniki badań archeologicznych potwierdzają, że przed XIII w. wyższe partie Bieszczadów, tak od strony północnej jak i południowej nie były zasiedlone. Osadnictwo wcześniejsze sięgało od północy w dolinę Sanu po pasmo Otrytu. Dalsza część Bieszczadów była strefą peryferyjną wobec gęsto zasiedlonego rejonu Sanoka. Była ona jedynie penetrowana przez ludność prehistoryczną, ale każdorazowo dynamika tych penetracji słabła i następowała tam naturalna regeneracja środowiska. Stałe osadnictwo wkroczyło w dorzecze górnego Sanu w późnym średniowieczu. Według badań historyków i językoznawców zasiedlenie tej części Bieszczadów nastąpiło w XIV-XVI w. dwukierunkowo i nie jednocześnie. Najpierw (od XIV w.) docierały tu grzbietami Karpat od południowego-wschodu grupy wołoskich pasterzy, które z czasem przeszły na osadnictwo stałe. Nieco później (XV-XVI w.) dotarła tu fala kolonizacji rolniczej od północy. Skutkiem nałożenia się obu tych fal było dość gęste zasiedlenie doliny Sanu. Osadnictwo to miało charakter wołosko-ruski. W tym czasie następowała tu również powolna imigracja ludności polskiej, słowackiej i węgierskiej. Dolina Sanu została zasiedlona w krótkim czasie, w ciągu 100 lat powstało powyżej Stuposian 19 wsi, a większość była lokowana na „surowym korzeniu”. Miały one początkowo charakter pastersko-hodowlany, później rolniczo-pasterski.

Z całości źródeł historycznych wynika, że tempo wylesień i przemian osadniczo-gospodarczych tej części Bieszczadów było na przestrzeni ostatnich 4-5 wieków nierówne. Po początkowej żywiłowej fazie w XVI w. (1. kulminacja antropopresji) nastąpił w XVII i w 1 poł. XVIII w. regres gospodarczy. Stopniowa rekonstrukcja przestrzeni użytkowanej ziemi i przebiegu średniowiecznej granicy rolno-leśnej następowała dopiero wraz z ożywieniem gospodarki od poł. XVIII w., by pod koniec tego wieku i w XIX w. przekroczyć ją znacząco. Była to wówczas 2 kulminacja antropopresji rolniczej, wymuszona głównie przyrostem liczby ludności oraz ekspansją upraw zbożowych i okopowych. Schyłek XIX w. i pocz. XX w. były ponadto okresem ożywionego rozwoju przemysłu drzewnego. Aż do II wojny światowej nie zmalało tu znaczenie hodowli bydła. Procesy gospodarcze i osadnicze zostały przerwane, a właściwie zakończone, wskutek wysiedlenia mieszkańców z doliny Sanu u schyłku II wojny światowej i w pierwszych latach powojennych. Od tego czasu środowisko tej doliny podlega renaturalizacji.



San przy ujściu potoku Wołosatego

(fot. G. Haczewski)

Człowiek w Dolinie Górnego Sanu...

Antoni DERWICH

*Ośrodek Informacji i Edukacji Turystycznej Bieszczadzkiego Parku Narodowego
38-713 Lutowiska nr 2;
E-mail: derwa@bdpn.info*

Informacja niniejsza ma na celu nakreślenie zmian jakie zachodziły w dolinie górnego Sanu w wyniku antropopresji.

Istotną rolę w tych przemianach zaczęło osadnictwo, którego początki sięgają XV w. Funkcjonowanie osad ludzkich wiązało się z uzyskaniem gruntów wylesionych pod zabudowę domostw, uprawę roślin i pod wypasy. Najdogodniejszymi do osiedlenia były tereny ciągnące się nad brzegami rzek i potoków. O pierwotności puszczy karpackiej świadczą między innymi nazwy osad jakie nadawano wioskom w XV i XVI w. np.: Łosiów, Wołcze, Boberka, Turów, Turka - a więc od zwierząt jakie pierwsi osadnicy prawdopodobnie jeszcze spotykali. Karczowanie puszczy dawało także drewno na budulec i opał a polowanie i zbieractwo uzupełniały zapasy domowej spiżarni. Pozyskanie drewna zwiększono wydatnie pod koniec XIX w., kiedy to oprócz potażami i tartaków rozpoczęto pozyskanie drewna na papierówkę, dla przemysłu naftowego (beczki) i na potrzeby kolejek wąskotorowych (jako podkłady i opalanie lokomotywek).

Obie wojny światowe spowodowały znaczne zmiany w środowisku doliny, tak w wyniku bezpośrednich działań wojennych jak i intensywnej eksploatacji lasów. Następnie, po zmianie granic w wyniku układu poczdamskiego, nastąpiły znaczne migracje ludności. Do czerwca 1946 roku zakończono wysiedlanie ludności z górnej Sanu (ze strony polskiej) do ZSRR. Na kilkadziesiąt lat teren opustoszał, dziczejące pola porastać zaczęły samosiewy świerka, brzozy a przede wszystkim olchy szarej. W latach 70-tych XX w. rozpoczęto kompleksowe prace mające na celu odzyskanie terenu dla rolnictwa. Nie wiadomo dlaczego najodpowiedniejszymi realizatorami zadania dla ówczesnych decydentów okazali się być żołnierze jednostek nadwiślańskich i więźniowie. Przy pomocy łopaty, spychaczy i materiałów wybuchowych zniwelowano chałupiska i miedze na powierzchni ponad 1300 ha, wybudowano ponad 35 km dróg gospodarczych. W Tarnawie stanęła ferma rolniczo-hodowlana na kilka tysięcy sztuk bydła. Następnie przystąpiono do prac, które już zdecydowanie negatywnie odbiły się na stanie środowiska doliny, a były to:

- prace melioracyjne, powodujące osuszanie prawie 900 ha,
- opasanie torfowisk wysokich (osobliwość przyrodnicza Bieszczadów) rowami odwadniającymi,
- niefrasobliwa gospodarka ściekami,
- beztroskie stosowanie nawozów sztucznych i środków ochrony roślin w ilościach przekraczających wszelkie zapotrzebowanie,
- wprowadzanie do budownictwa materiałów szkodliwych (np. ponad 12 000 m² eternitu)

Jednocześnie Lasy Państwowe rozpoczęły intensywne pozyskanie świerka w ramach walki z kornikiem pojawiającym się w drzewostanach świerkowych – w latach 1988-1998 pozyskano ponad 200 000 m³ grubizny świerkowej.

Renaturyzacja.

Po upadku „Igloopolu” (który przejął w 1984 r. od wojska agendy Tamawy) - w roku 1999 obszar Doliny został przekazany do Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Prawie natychmiast dyrekcja BdPN opracowała programy naprawcze środowiska doliny, określane jako „programy renaturyzacyjne”. Środki na to przedsięwzięcie uzyskał Park z NFOŚiGW oraz, po wygraniu edycji konkursu, od EkoFunduszu. Opracowano też dokument „Prowizorium

zagospodarowania doliny górnego Sanu w BdPN”.

Dla Doliny zaplanowano wówczas następujące prace (na lata 1999 - 2014)

- - powstrzymanie odpływu wód poprzez wykonanie około tysiąca zastawek i grobli ziemnych skutkujących meandryzacją rowów melioracyjnych i powstawaniem licznych oczek wodnych.
- - sanacja powierzchni 3 ha torfowiska wysokiego w Tamawie Wyżnej zniszczonego w latach 1977-8.
- - Odtworzenie ponad 30 ha łągów nad Sanem i dopływami (do 2006 r. zalesiono 25,5 ha wysadzając wierzby na 8,6 ha, jesion na 4,3 ha oraz jawor, brzozę, wiaz, świerk, lipę, czp, na ok. 12,6 ha).
- - Wprowadzenie stadniny konia huculskiego celem spasanias terenów otwartych i organizowanie turystyki konnej.
- - Udostępnienie doliny dla turystyki poznawczej poprzez utworzenie co najmniej 20 km ścieżek pieszych, szlaków rowerowych i konnych oraz organizację w Tamawie Niżnej Ośrodka Informacji Krajoznawczej.
- - Pozostawienie jak największej powierzchni ekosystemów otwartych - jako element ochrony krajobrazu kulturowego.

Dodatkowym elementem renaturyzacji na małych stosunkowo obszarach jest wprowadzenie bobra europejskiego nad San. Bóbr (jako gatunek bytujący w Karpatach w czasach historycznych) chętnie zajmuje stanowiska spełniające podstawowe wymagania, czyli: woda-wierzba-spokój. Jednocześnie jego bytowanie na bezludnych terenach Doliny nie powoduje konfliktów z człowiekiem. Bytowanie bobra - bez wątpienia gatunku kluczowego w procesie renaturyzacji, w krótkim okresie stwarza warunki do bytowania całego łańcucha powiązanych ze sobą gatunków fauny związanych z obecnością wody. Każdy nowy gatunek, który zaistnieje w stawku bobrowym lub jego najbliższym otoczeniu wypełnia swoją niszę w układzie troficznym. Na 231 osobników dowiezionych w Bieszczady, 50 wsiedlono w Dolinie Górnego Sanu. Najwyżej położone stanowisko bobrów w Bieszczadach (także w Polsce) jest od kilku lat na Przełęczy Użockiej. Około 50 bobrów przeszło na Ukrainę a 30 osobników zawędrowało na Słowację. Nad górnym Sanem obecnie żyje ok. 100 osobników na 27 stanowiskach.

W ten sposób bóbr europejski, powróciwszy do karpackich lasów stał się skutecznym, mądrym i sympatycznym pomocnikiem w naprawie środowiska doliny górnego Sanu.

Zagrożenia antropogeniczne w piętrze wysokogórskim Bieszczadzkiego Parku Narodowego

Ryszard PRĘDKI

Bieszczadzki Park Narodowy ul. Bełska 7; 38-700 Ustrzyki Dolne;

E-mail: rpredki@bdpn.pl

Strefy grzbietowe połonin to miejsce szczególnego nagromadzenia wartościowych i unikalnych obiektów przyrody zarówno nieożywionej jak i ożywionej. W partiach szczytowych głównych grzbietów, na stromych stokach i na twarżelcowych grzędach skalnych oraz piaskowcowych rumowiskach występują zazwyczaj płytkie utwory skalisto-rumoszowe - gleby inicjalne (litosole Lithosols i regosole Regosols) oraz słabo wykształcone rankery Rankers), które wraz z porastającą je roślinnością m.in. zbiorowisk pól i szczelin skalnych, muraw alpejskich, łąk tworzą cenne i jednocześnie wrażliwe ekosystemy Są to miejsca koncentracji ruchu turystycznego i silnej antropopresji, ponieważ ilość osób wędrujących po szlakach turystycznych połonin kształtuje się na poziomie 200-250 tys. osób rocznie.

Rozcięcie stoków poprzez system szlaków turystycznych wzmacnia oddziaływanie naturalnych procesów morfogenetycznych, takich jak: spłukiwanie i spływ powierzchniowy, niwacja, lód włókniasty czy deflacja. Stwierdza się również, że wsiąkanie wody opadowej w zagęszczonych i zwięzłych powierzchniowych poziomach gleb zniszczonych ze szlaków pieszych jest bardzo ograniczone.

W związku z występowaniem powierzchniowych uszkodzeń pokrywy glebowej i szaty roślinnej koniecznością stało się wykonywanie szeregu technicznych zabezpieczeń ochronnych (bariery niskie, stopnie, dreny, osłony z siatki). Monitoring fotograficzny realizowany na terenie parku pokazuje, że w niektórych miejscach, gdzie wykonano niskie bariery oraz wyłożono osłony z siatek samorzutnie odradza się darń roślinna. Prowadzi się również prace czynnej rewitalizacji wysokogórskich zbiorowisk murawowych, polegające na podsadzaniu miejsca uszkodzonych za pomocą sadzonek kostrzewy górskiej *Festuca airoides*.



Siodło Pod Tarnicą

(fot. G. Haczewski)

Walory geoturystyczne Bieszczadów Wysokich

Grzegorz HACZEWSKI

*Akademia Pedagogiczna w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2; 30-084 Kraków
E-mail: grzehacz@ap.krakow.pl*

Spośród trzech parków narodowych w polskiej części Karpat Zewnętrznych, Bieszczadzki Park Narodowy ma najbardziej urozmaiconą budowę geologiczną i największe bogactwo różnorodnych form rzeźby grzbietowej, stokowej i dolinnej. Tę szczególną pozycję zawdzięcza nie tylko największemu obszarowi, ale i położeniu na granicy dwu jednostek tektoniczno-facjalnych, oraz młodym ruchom wypiętrzającym.

Dzięki położeniu na granicy jednostki dukielskiej i śląskiej na terenie Parku odsłaniają się serie skalne o wieku obejmującym całą górną kredę, paleocen, eocen i oligocen, aż po granicę z mioceniem. Są to utwory fliszowe reprezentowane przez bogaty zestaw odmian facjalnych. Występują tu grube serie o przewadze piaskowców gruboławicowych (piaskowce ciśnieńskie, piaskowce otryckie), typowy flisz piaskowcowo-łupkowy (warstwy hieroglifowe, niektóre partie warstw krośnieńskich), a także flisz o przewadze łupków (nadotrycka część warstw krośnieńskich). Spotkamy tu też serie z ciemnymi łupkami bogatymi w materię organiczną (warstwy z Majdanu, łupki menilitowe), a także pstre łupki w warstwach hieroglifowych. Występują tu również serie o typie olistostrom, czyli osady potężnych osuwisk podmorskich, o grubości do 200m, z blokami o rozmiarach przekraczających 100 m. Występują wreszcie rzadziej spotykane typy skał jak wapienie kokolitowe, dolomity żelaziste, bentonity.

W tak rozmaitych seriach skalnych występują też bardzo różnorodne składniki i struktury związane z powstaniem tych serii skalnych. Należy tu wymienić urozmaicony zestaw skał egzotycznych w osadach osuwisk podmorskich: gnejsy, marmury, kwarcyty, łupki serycytowe i różne odmiany wapieni organodetrytycznych: numulitowe, muszlowe, mszywiolowo-krasnorostowe. Osobliwością opisaną w dotąd w świecie tylko z warstw przejściowych Bieszczadów i Beskidu Niskiego są niezwykle tu obfite tzw. wirowce – silnie scementowane skupienia piaszczyste w ciemnych mułowcach. Powierzchnie warstw piaskowców pokryte są wielką różnorodnością hieroglifów. Należą tu: hieroglify organiczne – ślady działalności życiowej różnych organizmów oraz liczne odmiany hieroglifów mechanicznych – ślady oddziaływania na dno burzliwych wirów prądów zawieszinowych, ślady kontaktu z dnem różnych przedmiotów unoszonych przez prądy zawieszinowe, w tym najczęściej grudek osadu oraz kości i zębów ryb. Liczne i efektowne są tzw. pogąry – struktury powstałe w wyniku deformacji granic między nie mieszającymi się półpłynnymi osadami o różnej gęstości i lepkości. Dość wiele napotkano tu też tzw. hieroglifów pierzastych. Występują one na spągach warstw piaskowców, które uległy upłynnieniu i na ścianach intruzji piaskowcowych.

Dość bogaty, jak na obszar fliszowy, jest też zespół skamieniałości. W piaskowcach oligoceńskich znaleziono dobrze zachowane okazy ryb, w tym unikalne okazy dużych ryb drapieżnych. W wapieniu jasielskim liczne są skamieniałości drobnych ryb otwartego i głębokiego morza, w tym ryb z organami świetlnymi. Stan zachowania ryb w wapieniu jasielskim należy do najlepszych znanych z

całej historii kopalnych ryb. Zachowanie przewodów pokarmowych i gruczołów świetlnych na skórze głowy u kopalnych ryb opisano tylko z ryb w wapieniu jasielskim.

W warstwach egzotykowych występują obficie muszle ślimaków i ostryg oraz pancerzyki numulitów i skupienia powstałe przy udziale glonów wapiennych, tzw. rodolity.

Atrakcyjność geologiczna Bieszczadów Wysokich wynika też z natury deformacji tektonicznych. Strefa przeddukielska odznacza się bogatym zestawem struktur deformacyjnych. Występują tu wąskopromienne fałdy, nasunięcia różnego rzędu, budinaż, dupleksy, rysy tektoniczne, lustra tektoniczne, tektoglify, syntektoniczne żyły włóknistego kalcytu, czasem ze strukturami mostkowymi. Urozmaicone są zespoły spękań i szczelin z wypełnieniami mineralnymi, wśród których spotykamy: kalcyt mleczny, kalcyt przezroczysty, kalcyt włóknisty, kwarc w postaci szczotek i tzw. diamentów marmaroskich, asfalt.

W polskiej części Karpat zewnętrznych znanych jest kilka stref przednasunięciowych o podobnym charakterze, np. strefy lanckorońska i żegocińska. Są one jednak znacznie słabiej rozpoznane od strefy przeddukielskiej, gdyż występują w obszarach o słabym rozcięciu erozyjnym, łagodnej rzeźbie, grubej pokrywie zwietrzliny i dnach potoków przeważnie pokrytych osadami. W strefie przeddukielskiej rozległe, świeże i czyste odsłonięcia w dnach i brzegach głęboko wciętych potoków pozwalają na wyjątkowy wgląd w szczegóły budowy tej strefy.

Do osobliwości geologicznych tego obszaru należą też naturalne wypływy ropy i gazu oraz ślady dawnego górnictwa naftowego. Mniej obficie niż w innych częściach Beskidów występuje tu martwica wapienna, ale jedno stanowisko jest dość efektowne.

Walory geomorfologiczne Bieszczadów Wysokich są chyba jeszcze większe niż geologiczne. Bezleśne grzbiety z połoninami pozwalają lepiej niż w innych częściach Beskidów podziwiać urozmaicony zestaw form rzeźby strukturalnej: rusztowy układ grzbietów, skałki grzbietowe i zboczowe, różne przekroje poprzeczne grzbietów w zależności od upadu warstw i rozmieszczenia pakietów skał odpornych i nieodpornych na denudację, odzwierciedlenie uskoków w przebiegu grzbietów i mniejszych grzęd skalnych. Na połoninach można też obserwować nie maskowane lasem formy powstałe w wyniku ruchów masowych i procesów mrozowych: osuwiska, rozpadliny, pokrywy i jęzory gruzowe, tarasy krioplanacyjne i nisze niwacyjne. Ciekawe formy wietrzenia powierzchni skałek dzięki swej ekspozycji i wysokiemu położeniu są mniej zakryte przez roślinność niż na skałkach piaszczystych w innych częściach Beskidów.

Poza przejawami rzeźby strukturalnej na najwyższych grzbietach bieszczadzkich są widoczne liczne i różnorodne przykłady reliktyw rzeźby ze starszych, zapewne przedczwartorzędowych etapów rozwoju. Są to słabo przekształcone fragmenty łagodniejszej rzeźby w pobliżu głównych działów wodnych i wysoko położone fragmenty starych den dolinnych.

Na nie przekształconych przez człowieka stokach występują liczne przykłady efektownych osuwisk i innych ruchów masowych. Na wielu osuwiskach powstały głębokie torfowiska. W grubych warstwach glin zboczowych dość powszechnie rozwijają się formy sufozyczne.

Dzięki młodym ruchom wypiętrzającym dna potoków są na długich odcinkach skalne, ujawniając bogate zespoły form erozyjnych uwarunkowanych strukturalnie, ale też i czysto erozyjnych, na grubych pakietach piaskowcowych. Berda, progi skalne, marmity i rynny eworsyjne są w potokach bieszczadzkich rozwinięte znacznie obficiej i pełniej niż w innych częściach Beskidów.

Bogata w osobliwości geomorfologiczne jest dolina górnego Sanu. Zaczynająca się przy głównym karpackim dziale wodnym dolina ma już od źródłowego odcinka charakter pogórski z szerokim dnem, łagodnymi zboczami, meandrującym traktem korytowym i licznymi torfowiskami na rozległych płaskich tarasach. W aluwiach zachował się wyjątkowo czytelny zapis historii gospodarki ludzkiej od początków osadnictwa.

Geoturystyka jest dzisiaj dynamicznie rozwijającym się zjawiskiem w turystyce. Polega ona na odwiedzaniu miejsc atrakcyjnych pod względem geologicznym lub geomorfologicznym przez turystów zainteresowanych głębszym zrozumieniem oglądanych krajobrazów i poznaniem procesów, które ten krajobraz kształtują. Uprawianie geoturystyki łączy się na ogół z postawą poszanowania dla przyrody i zrozumieniem potrzeby jej ochrony. Osoby zajmujące się prowadzeniem turystów, często zagranicznych, na tzw. „podglądanie zwierzyny” spotykają się z pytaniami o napotykane elementy przyrody nieożywionej. Celowe działania dla ożywienia geoturystyki mogą w efekcie zwiększyć udział turystów o nastawieniu „kontemplacyjnym” wśród ogółu odwiedzających Bieszczady.

Uprawianie geoturystyki może się wydawać potencjalnym zagrożeniem dla przyrody w obszarze chronionym. Jednak znaczną część obserwacji geoturystycznych można dokonać bez schodzenia ze szlaku. Skałki i ich związek z tektoniką najlepiej obserwuje się z przeciwległego zbocza, podobnie jak formy osuwiskowe, jęzory gruzowe, relikty starej rzeźby. Oglądanie form rzeźby koryt skalnych wymaga poruszania się po skalnym dnie w czasie niskiego stanu wody, a zatem nie powoduje zadeptywania roślin, ani nie zostawia żadnych trwałych śladów. Ślady na piasku, czy mule są zacierane przez pierwsze wezbranie. Obiekty i zjawiska, których obserwacja wiąże się z użyciem młotka można obserwować poza obszarami ścisłej ochrony. Ochrony przez zamaskowanie lub dyskrecję mogą wymagać takie obiekty jak jaskinie będące zimowiskami nietoperzy, niektóre stanowiska fauny kopalnej lub atrakcyjnych minerałów.

Wieloletnie doświadczenie z geologicznych i geomorfologicznych praktyk studenckich w Bieszczadach wskazuje, że wraz z nabywaniem wiedzy o funkcjonowaniu przyrody i o jej wartości, w młodych ludziach rozwija się umiejętność i potrzeba poszanowania tej wartości. Przy takim spojrzeniu Park Narodowy, rozumiany i jako obszar chroniony i jako instytucja, może być miejscem kształtowania postaw sprzyjających ochronie przyrody także przez pobudzanie zainteresowań geoturystycznych.

STRESZCZENIA

PREZENTACJI

POSTEROWYCH

Aktualne zmiany środowiska przyrodniczego pod wpływem działalności człowieka w Gorcach na przykładzie doliny Jaszczce

Anna BUCAŁA

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn; Instytut Geografii i PZ PAN, Kraków

W latach 60-tych XX wieku na terenie doliny potoków Jaszczce i Jamne prowadzono kompleksowe badania. Prace badawcze kierowane były najpierw przez K. Figuła, po czym kierownictwo objęła A. Medwecka-Kornaś. W badaniach uczestniczyli m.in. Gerlach, Niemirowski 1968, Medwecka-Kornaś, Kornaś 1968, Niemirowska, Niemirowski 1968, Adamczyk, Komornicki 1970, Obrębska-Starkłowa 1970. Obejmowały one kartowanie elementów środowiska przyrodniczego w skali 1 : 10000 i dotyczyły zagadnień ukształtowania terenu, klimatu, stosunków wodnych, gleb i szaty roślinnej. Efektem tej pracy jest szczegółowa inwentaryzacja różnych elementów środowiska przyrodniczego, wraz z dokumentacją kartograficzną.

Dolina potoku Jaszczce leży w Gorcach. Potok Jaszczce o długości 9 km, lewobrzeżny dopływ górnej części rzeki Ochotnicy, bierze swój początek na stokach Jaworzyny (1250 m n.p.m.). V-kształtna dolina Jaszczce jest głęboko wcięta (do 300m), ma dno erozyjne z licznymi progami. Zlewnia potoku (11,736 km²) leży w piętrze regla dolnego, sięgającego do 1150 m. Część grzbietowa zajmuje piętro regla górnego. Korepondują one z piętrami klimatycznymi: umiarkowanie chłodnym (4-6°C) i wyżej chłodnym (2-4°C).

W 2007 roku rozpoczęto rejestrację zmian środowiska przyrodniczego w oparciu o materiały źródłowe oraz mapy topograficzne (1980-81, 1:10000, w układzie 65: 183.144 Knurów, 183.231 Młynne) i ortofotomapy (1997, 1:10000, M34-89ad1, M34-89ad2, M34-89ad3, M34-89ad4).

W ostatnim 50-leciu na terenie doliny Jaszczce zaszły zauważalne zmiany w środowisku przyrodniczym, będące skutkiem działalności człowieka tj. w użytkowaniu ziemi, rzeźbie, stosunkach wodnych i szacie roślinnej. Zaniechanie aktywnej gospodarki rolnej spowodowało obniżenie dolnej granicy lasu, wkraczanie krzewów i pojedynczych kęp drzew na polany, łąki i nieużytkowane pola (sukcesja wtórna). Nastąpiła zamiana pól ornych na użytki zielone. Zaprzestanie koszenia łąk i wypasu bydła i owiec, doprowadziło do ubożenia zbiorowisk roślinnych na wpół naturalnych. Wraz ze zmianą użytkowania gruntów zaprzestano użytkowania wielu dróg polnych, co w konsekwencji powoduje zmniejszenie odpływu zwietrzeliny ze stoków, dostawy rumowiska do koryt, powodując tym samym pogłębianie koryt potoków oraz powstawanie podcięć erozyjnych w obrębie dolin rzecznych. Rozwój zabudowy mieszkalnej, domków letniskowych, powstanie nowych dróg w dolinie potoku Jaszczce prowadzi również do zaburzenia równowagi stoków i uaktywnienia osuwiska ziemne.

Literatura:

- Adamczyk B., Komornicki T., 1970, Charakterystyka gleboznawcza dolin potoków Jaszczce i Jamne, *Studia Naturae*, Ser. A, nr 3,
Gerlach T., Niemirowski M., 1968, Charakterystyka geomorfologiczna dolin Jaszczce i Jamne, [w:] Medwecka-Kornaś A., (red.), *Doliny Potoków Jaszczce i Jamne w Gorcach*, *Studia Naturae* Ser. A, nr 2,
Medwecka-Kornaś A., Kornaś J., 1968, Zbiorowiska roślinne dolin Jaszczce i Jamne, [w:] Medwecka-Kornaś A., (red.), *Doliny Potoków Jaszczce i Jamne w Gorcach*, *Studia Naturae* Ser. A, nr 2,
Niemirowska J., Niemirowski M., 1968, Stosunki hydrograficzne zlewni potoków Jaszczce i Jamne, [w:] Medwecka-Kornaś A., (red.), *Doliny Potoków Jaszczce i Jamne w Gorcach*, *Studia Naturae* Ser. A, nr 2,
Obrębska-Starkłowa B., 1970, Mezoklimat zlewni potoków Jaszczce i Jamne, *Studia Naturae*, Ser. A, nr 3,

Ekstremalne wezbrania w dolinie potoku Rudohorskiego (Sudety Wschodnie), geomorfologiczna i dendrochronologiczna rekonstrukcja zdarzeń

Agnieszka CHROST

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Duża amplituda rzeźby, okresowo intensywne opady oraz obecność pokryw zwietrzelinowych utrwalonych przez lasy sprawia, że Masyw Keprnika w Sudetach Wschodnich zaliczyć można do gór średnich o dużej dynamice procesów geomorfologicznych.

W górnej/źródłiskowej części zlewni potoku Rudohorskiego, gdzie brak systematycznych pomiarów i obserwacji zjawisk hydrologicznych, znaleziono geomorfologiczne i dendrochronologiczne dowody, wskazujące na nie notowane ekstremalne wezbrania, które zachodziły tam w ostatnich kilkunastu dekadach i były przyczyną znacznej transformacji rzeźby dna doliny/leja źródłowego.

Potwierdzeniem tych dużych wezbrań, są liczne koryta przelewowe i usypiska/wały głazowe, oraz odsłonięte korzenie świerków, rany na drzewach w strefach przepływu wód transportujących gruby rumosz skalny. Wezbrania te zapisały się w sekwencjach rocznych przyrostów świerków porastających ten obszar. Stwierdzono dowody 17 wezbrań, które wystąpiły od roku 1914. Większość z nich została zarejestrowana również w obszarach przyległych (Polach, Gaba, 1998; Štekl i in., 2001). W wyniku działania procesów fluwialnych, dno źródłiskowej części Rudohorskiego potoku modelowane było najintensywniej na początku lat 70., oraz w latach 80. i 90-ych 19-go wieku.

Zmiany anatomiczne w obrębie korzeni odsłoniętych spod gleby na skutek erozji związanej z wezbraniem pokrywają się z datami wystąpienia ekstremalnych wezbrań w Wysokim Jeseniku zarejestrowanymi przez różnych autorów i w większości z datami uzyskanymi w wyniku analizy dendrochronologicznej badanych świerków.

Mimo, iż główną przyczyną ekstremalnych wezbrań i związanych z nimi procesów geomorfologicznych był czynnik naturalny – klimatyczny, to jednak działalność człowieka w dorzeczu tego potoku, notowana w ostatnich dwu stuleciach, nie pozostawała bez wpływu na natężenie tych procesów. Prowadzona w górnej części doliny wycinka lasów zwiększała spływ powierzchniowy po wylesionych zboczach. Ułatwiała to szybki spływ wód do dna leja źródłowego. Równocześnie odsłonięte peryglacialne pokrywy stokowe, poprzez przesycenie wodą, były bardziej podatne na transfer do dna doliny i redepozycję w niżej położonej części doliny badanego potoku.

Literatura

- Chrost A., 2007: Geomorfologiczny i dendrochronologiczny zapis ekstremalnych zjawisk hydrologicznych w masywie Keprnika (Sudety Wschodnie). Rola klimatu i człowieka. Praca magisterska wykonana w Katedrze Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu. WNoZ, UŚ, Sosnowiec.
- Polach D., Gaba Z., 1998: Historie povodni na šumperskem a jesenickem okrese. Severni Morava. 75, Šumperk, s. 3-29.
- Štekl J., Brázdil R., Kakos V., Jeř J., Tolasz R., Sokol Z., 2001: Extrémni denní srážkové úhrny ČR v období 1879-2000 a jejich synoptické příčiny. Praha.
- Zielski A., Krapiec M., 2004: Dendrochronologia. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Karpaty polskie - mapa podatności na osuwanie

Michał DŁUGOSZ

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN, Kraków

Ruchy masowe odgrywają olbrzymią rolę w kształtowaniu rzeźby obszarów górskich na całym świecie. Są to zjawiska stanowiące naturalne zagrożenie dla życia i działalności gospodarczej człowieka. Szczególne szkody powodują osuwiska będące ruchem mas skalnych bądź zwietrzelinowych wzdłuż wyraźnie określonej powierzchni ześlizgu (Kleczkowski 1955).

W polskich Karpatach fliszowych ruchy osuwiskowe mają istotny wpływ na modelowanie rzeźby i całego środowiska przyrodniczego, będąc równocześnie problemem dla lokalnej społeczności. Pomimo że Karpaty polskie stanowią jedynie 6% powierzchni kraju to blisko 90% wszystkich osuwisk zarejestrowanych w Polsce występuje właśnie w Karpatach. Na badanym obszarze ich liczba oceniana jest na około 20 000, co stanowi blisko 20% powierzchni regionu (Katalog osuwisk 1975, Mrozek i in. 2000). Na podstawie liczby osuwisk występujących w polskiej części Karpat oraz czynników wpływających na powstawanie osuwisk można stwierdzić że Karpaty fliszowe to góry szczególnie podatne na ruchy osuwiskowe. Decydujące znaczenie ma tutaj charakter rzeźby (głęboko wcięte doliny, nachylenia stoków), budowa geologiczna (kompleks skał fliszowych) oraz tektonika (bieg i upad warstw, dyslokacje tektoniczne, strefy uskokowe) (Rączkowski i in. 2002).

Celem opracowania było stworzenie mapy podatności na osuwanie dla obszaru polskich Karpat fliszowych. Wskazanie rejonów najbardziej podatnych na ruchy masowe gdzie zagrożenie osuwiskowe jest największe oraz przedstawienie ich przestrzennego zróżnicowania.

Do określenia stopnia podatności na osuwanie obszaru Karpat fliszowych wykorzystano mapy czynników pasywnych wpływających na ruchy masowe. Wybrano dwa najważniejsze czynniki tj. rzeźbę (nachylenia terenu) oraz budowę geologiczną. Następnie wykonano mapy tematyczne: mapę nachyleń oraz mapę geologiczną polskich Karpat. Określenie podatności na osuwanie poszczególnych klas przyjętych map tematycznych przeprowadzono na podstawie literatury (Bober 1984, Zabuski i in. 1999). Wartościowanie przeprowadzono wyłącznie pod kątem osuwisk strukturalnych, a więc zsuwów przebiegających wzdłuż określonej, naturalnej powierzchni geologicznej, których kierunek ruchu jest ściśle związany z budową geologiczną (Kleczkowski 1955). Wszystkie mapy oraz obliczenia wykonano z wykorzystaniem technik GIS (Geographic Information System) w oparciu o program ILWIS 3.3 (Integrated Land and Water Information System).

Opracowana mapa podatności na osuwanie polskich Karpat fliszowych przedstawia obszary najbardziej zagrożone ruchami osuwiskowymi. Otrzymane wyniki potwierdzają tezę że Karpaty fliszowe to obszar górski gdzie ruchy osuwiskowe odgrywają bardzo istotną rolę w modelowaniu rzeźby oraz stanowią duży problem dla lokalnej ludności powodując straty w budownictwie i gospodarce. Ponad 7 tys km² zajmują obszary podatne lub bardzo podatne na osuwanie. Stanowi to 36 % powierzchni całych Karpat polskich. Są to rejonry gdzie nachylenia terenu mieszczą się w przedziale od 9 do 14° oraz od 15 do 25°, zbudowane ze skał fliszowych podatnych na osuwanie o wykształceniu litologicznym piaskowcowym, łupkowo-piaskowcowym lub łupkowym.

Literatura

- Bober L., 1984, Rejonry osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu, *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 340, tom XXIII, 115-161
Katalog osuwisk – województwo krakowskie i rzeszowskie, 1975, Praca zbiorowa OK., Państwowy Instytut Geologiczny Kraków
Kleczkowski A., 1955 *Osuwiska i zjawiska pokrewne*, Wydawnictwa Geologiczne Warszawa 1955, 93
Mrozek T., Rączkowski W., Limanówka D., 2000, Recent landslides and triggering climatic conditions in Laskowa and Pleśna regions, Polish Carpathians, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 34, 89-109
Rączkowski W., Mrozek T., 2002, Activiting of landsliding in the Polish Flysch Carpathians by the end of the 20th century, *Studia Geomorphologica Carpatho – Balcanica*, vol. 36, 91-111
Zabuski L., Thiel K., Bober L., 1999, *Osuwiska we fliszu Karpat polskich*, Wydawnictwo Instytutu Budownictwa Wodnego PAN, Gdańsk, 171

Subfosalne pnie drzew i aluwia w dolinie Sanu koło Przemyśla

Piotr GĘBICA

Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania, Wydział Ekonomii, Zakład Geografii, Rzeszów

W nowych wyrobiskach żwirowni Ostrów koło Przemyśla dzięki prowadzonej rozległej eksploatacji, odsłania się na długości kilkuset metrów i wysokości 2,5-5,5 m profil 5-6- metrowej terasy rędzinnej Sanu. Terasa otoczona zakolem Sanu ma w najszerszym miejscu ok. 1 km szerokości. Na jej powierzchni zaznaczają się starorzecza. Badany segment równiny znajduje się w odległości 200-400 m od współczesnego koryta rzeki. W łupkach fliszowych na głębokości 10-17m wycięta jest kopalna rymna wypełniona żwirami miąższości 4-13 m, przykrytymi w stropie piaskami pylastymi i madami miąższości 3-4,7 m. Podczas badań terenowych w 2006 roku pobrano do datowań radiowęglowych próbki z wydobytych w trakcie eksploatacji pni drzew. Wśród nich były pnie starsze, redeponowane sosny i wiązu datowane na 10080 ± 80 lat B.P. (Ki- 13839) i 9250 ± 70 lat B.P. (Ki-13836). Młodszą generację wyznaczały w kolejności pień jesionu datowany na 3320 ± 55 lat B.P. (Ki-13837), pień czarnego dębu długości 3 m i średnicy 35 cm datowany na 3240 ± 50 lat B.P. (Ki-13838) oraz pochodzący ze wschodniej ściany głównego wyrobiska pień klonu wydатовany na 3160 ± 50 lat B.P. (Ki-13840). Zalegające powyżej tego pnia piaszczyste odsypy meandrowe zawierały węgle drzewne, które na głębokości 4 m uzyskały wiek 3305 ± 80 lat B.P. (Ki-13844).

Natomiast w północnej części opisywanej ściany, pod warstwowanymi piaskami i pyłami została odkryta na głębokości 4,3-4,5 m gleba kopalna z poziomem humusowym datowanym na 2330 ± 60 lat B.P. (Ki-13845).

Reasumując należy stwierdzić, że w dolinie Sanu powyżej Przemyśla segment równiny zalewowej wysokości 5-6 m budują aluwia korytowe z pniami drzew, składanymi podczas częstych wezbrań w okresie 3300-3100 lat B.P. (1600-1400 cal. B.C.). Wzrost aktywności powodziowej rzeki i agradacja w dnie doliny Sanu w tym czasie wiąże się prawdopodobnie z ekspansją rolnictwa (wylesianie i uprawa roli) w pogórskiej części dorzecza w okresie panowania kultury trzcinieckiej i łuzyckiej. Powstanie poziomu próchnicznego gleby kopalnej około 2300 lat B.P., świadczy o przerwie w akumulacji osadów korytowych i stabilizacji równiny. Wzrost akumulacji pozakorytovej i nadbudowa równiny piaszczystymi glinami powodziowymi miała miejsce w okresie subatlantyckim.

Badania finansowane z grantu KBN Nr 2P04E 027 29 pt: „Stratygrafia aluwiiów i fazy holoceńskich powodzi w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru (w oparciu o metody sedymentologiczne, dendrochronologiczne i radiowęglowe)”.

Transformacja małych zlewni górskich podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych (zlewnia Hoczewki i rejon Jeziora Solińskiego, Bieszczady)

Elżbieta GORCZYCA, Dominika WROŃSKA

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Istotną siłą sprawczą w transformacji rzeźby Karpat są ekstremalne zdarzenia opadowe. W czasie tych zdarzeń następuje uruchomienie procesów o dużej zdolności morfotwórczej, co prowadzi do znacznego przekształcenia naturalnych systemów zarówno korytowego jak i stokowego. Takie ekstremalne zdarzenie opadowe wystąpiło w dorzeczu Hoczewki w Bieszczadach. Był to pojedynczy opad burzowy, który wystąpił 26 lipca 2005 roku. Na posterunku opadowym IMGW w Baligródzie-Mchawie w ciągu dwu i pół godzin spadło 130,6 mm deszczu. Bardzo intensywny opad, o cechach opadu nawalnego, doprowadził do powodzi w dolinie Hoczewki i jej dopływów oraz aktywizacji procesów grawitacyjnych.

Obszar objęty badaniami skutków katastrofalnego opadu to środkowa część dorzecza Hoczewki i rejon Jeziora Solińskiego (część zachodnia) o łącznej powierzchni 94 km². Badany obszar leży na wysokości od 748 do 400 m n.p.m. Budują go warstwy krośnieńskie dolne – głównie piaskowce cienkoławicowe i łupki, w mniejszym stopniu zaś piaskowce gruboławicowe z łupkami i łupki otryckie. Rzeźba tego obszaru ma charakter pogórski z charakterystycznymi twardzielcowymi grzbietami sterczącymi 200-300 m nad niższym pogórskim poziomem.

System stokowy został przekształcony głównie przez ruchy masowe, erozję liniową i sufozję. Na stokach i zboczach powstało 191 form osuwiskowych. Zdecydowana większość form to niewielkie zerwy, których powstało 135. Są one zlokalizowane przede wszystkim na zboczach dolin, wzdłuż podcięć drogowych i teras rolnych. Pozostałe formy to spływy błotne i zwietrzelinowe (26 form) oraz płytkie osuwiska zwietrzelinowe (26 form). Bardzo charakterystyczne dla form osuwiskowych i spływów było to, że wszystkie powstały na krawędziach naturalnych lub antropogenicznych, głównie na stokach pokrytych darnią. Prawie wszystkie formy zakwalifikowane jako osuwiska powstały w wyniku działania zarówno mechanizmów zsuwania jak i spływu, łącząc w sobie cechy osuwiska i spływu ziemnego.

Znacznie większy od procesów stokowych udział w przekształceniu rzeźby dorzecza Hoczewki i rejonu jeziora Solińskiego miały wody powodziowe, a także spływy torencjalne. Podczas zdarzenia przekształceniu uległy całe systemy korytowe dopływów Hoczewki i prawostronnych dopływów Sanu w rejonie Zbiornika Solińskiego. Najsilniej przekształcone zostały systemy korytowe dwu potoków: Cisowca i Mchawki. Na całej długości powstały tu podcięcia erozyjne, szerokie rynny erozyjne, progi i podłogi skalne oraz znacznych rozmiarów łachy. W różnym stopniu przekształcone zostały poszczególne odcinki koryt w zależności od ich stosunku do budowy geologicznej i ich pierwotnej morfometrii.

Znaczącą rolę podczas wezbrania odegrała sztuczna zabudowa koryta. Obejmowała ona przede wszystkim przepusty pod drogami (koryto Mchawki i Cisowca) oraz staw rybny (boczny dopływ Cisowca). Średnice przepustów były niedostosowane do koryt wysokiej wody. W pierwszej fazie wezbrania doszło do ich zaczopowania przez transportowany materiał organiczny. Wody nie mieszcząc się w przepustach, przelały się górą nad drogami. Efektem takiego przebiegu zdarzenia było powstanie w strefach poniżej przepustów znacznych rozmiarów kotłów eworsyjnych, rynien erozyjnych lub sekwencji wysokich progów skalnych. Staw rybny zlokalizowany w linii nurtu bocznego dopływu Cisowca (szacowana objętość 3800 m³) przyczynił się podczas wezbrania do dostarczenia do koryta Cisowca w krótkim czasie znacznej objętości wód. Konsekwencją tego było przyspieszenie prędkości przepływu. W strefach rozszerzeń koryta, prędkość przepływu malała, materiał był zrzucony i powstały znacznych rozmiarów łachy. Koryta zostały średnio pogłębione o odpowiednio 2,5 m oraz 1,5 m koryto Cisowca i Mchawki. Świadczy o tym m.in. zawieszenie na tej wysokości bocznych dopływów. Maksymalna frakcja przenoszona podczas tego zdarzenia to 1-2,3 m.

Rola działalności człowieka i grubego rumoszu drzewnego w rozwoju kęp w rzekach karpackich

Ryszard J. KACZKA¹, Bartłomiej WYŻGA², Joanna ZAWIEJSKA³

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ²Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków

³Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna, Kraków

W warunkach naturalnych kępy (wyspy) powszechnie występowały w rzekach górskich. We współczesnych, zbliżonych do stanu naturalnego rzekach w zachodniej części Ameryki Północnej powalone do koryt duże drzewa tworzą stabilne elementy, wzdłuż których rozwijają się kępy o wieku porastających je drzew malejącym w dół biegu rzek. W rzekach karpackich powszechny brak stanu równowagi w ostatnich dwóch stuleciach nie sprzyjał rozwojowi kęp. W XIX wieku duża dostawa rumowiska do rzek prowadziła do formowania się szerokich, agraujących koryt roztokowych z często zmieniającym się układem kęp. Natomiast w XX wieku efektem znacznego zmniejszenia się dostawy rumowiska ze zlewni oraz regulacji koryt była powszechna zmiana układu koryta na jednonurtowy i wcięcie się rzek. Występowanie odcinków wielonurtowego koryta z kępami w Czarnym Dunajcu i Białce umożliwia jednak badanie formowania się kęp w rzekach polskich Karpat. Rozpoznanie czynników sprzyjających rozwojowi kęp jest istotne z uwagi na dużą bioróżnorodność wodnych i nadrzecznych ekosystemów w odcinkach wielonurtowego koryta z kępami.

Gruby rumosz drzewny ułatwia rozwój kęp w rzekach karpackich, choć w warunkach znacznej antropopresji jego rola jest odmienna niż w rzekach zachodniej części Ameryki Północnej. Powszechna wycinka większych drzew porastających brzegi koryt oraz usuwanie z rzek większych powalonych drzew warunkują tu stosunkowo niewielkie rozmiary i znaczną mobilność rumoszu drzewnego. W znacznym stopniu ogranicza to możliwość ochrony siewek drzew porastających łąchy żwirowe przed niszczącą działalnością wód wezbraniowych. Przenoszone przez rzeki pnie i gałęzie wierzb pełnią tu natomiast rolę diaspor, mogąc ukorzeniać się i formować inicjalne stadia kęp. Wczesniejsze zasiedlanie łąch żwirowych i szybszy wzrost zarośli wierzbowych rozwijających się z napławionego drewna, w porównaniu z siewkami wierzb, prowadzi do ukształtowania się nieregularnej struktury wysokościowej drzew w obrębie kęp. Z kolei, zatrzymywanie przenoszonych przez wody wezbraniowe pni i gałęzi wierzb na czole już istniejących kęp powoduje rozrastanie się kęp w kierunku dopływowym.

W czasie wezbrań nieutwardzone drogi przecinające kępy i las nadrzeczny kanalizują przepływ wód pozakorytowych. Zapoczątkowuje to rozwój erozji wstecznej wzdłuż dróg i przekształcanie ich w roztoki, które rozcinają wcześniej istniejące kępy lub powodują powstanie nowych wskutek odcięcia fragmentów nadrzecznych lasu.

Badania sfinansowano ze środków na naukę w latach 2005-2008 w ramach realizacji projektu badawczego nr 2 P04G 092 29.

Przyrodnicze uwarunkowania zmiany użytkowania terenu w XX wieku na Pogórzu Ciężkowickim na przykładzie zlewni Zalasówki i Pożory

Rafał KROCZAK

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN, Kraków

Ślady człowieka na Pogórzu Ciężkowickim sięgają neolitu. Osadnictwo wczesnośrednio-wieczne koncentrowało się jeszcze w dolinach rzek (Przyboś 1988). Szersze rozpoczęcie akcji osad-nicznej na obszarze Pogórza ocenia się na XII wiek. Najistotniejsze zmiany zaszły w ciągu ostatnich 150 lat gdy dokonał się widoczny do dziś podział na łąny, a następnie systematyczne rozdrabnianie areału. Panujący w Galicji w drugiej połowie XIX wieku głód ziemi i wysoki przyrost naturalny sprawiły, że rolniczo wykorzystywano nawet bardzo trudne z agrotechnicznego punktu widzenia te-reny.

Wykorzystując nowe narzędzie w badaniach środowiska jakim jest GIS, sprawdzono czy na-turalne ukształtowanie terenu determinowało zmiany w użytkowaniu ziemi w XX wieku na Pogórzu Ciężkowickim. W niniejszym opracowaniu przyjęto jednostkę naturalną - zlewnię. Wybrano dwie zlewnie położone w środkowej części Pogórza Ciężkowickiego. Reprezentują one dwa mezoregiony mikroregionu: Pogórze Ryglickie i Grzbiet Brzanka-Liwocz (German 1992). Do opracowania użyto:

- map katastralnych z 1898 roku¹, skala 1:2880,
- mapy topograficznej w skali 1:10000 (stan na 2001 rok),
- kolorowych ortofotomap (stan na 1997, wielkość piksela 75 cm) oraz czarnobiałych (stan na 2003-2004, wielkość piksela 25 cm)

Sporządzono mapy użytkowania ziemi w roku 1898 i współcześnie. Skorelowano je z mapami: nachyleń terenu, ekspozycji i odległości od osi doliny i wierzchowiny.

W pierwszej kolejności nałożono mapę nachyleń terenu na mapy użytkowania w roku 1898 i współcześnie. W każdym z przedziałów (przyjęto przedziały: 0°-2°, 2°-5°, 5°-10°, 10°-15°, 15°-30°, >30°) zanotowano spadek powierzchni gruntów ornych kosztem pozostałych użytków. Z wzrostem nachylenia stoków rośnie udział lasu. Korelacja mapy użytkowania z mapą odległości od osi doliny i wierzchowiny pokazała, że rozproszone osadnictwo przenosi się na tereny dogodniejsze komunika-cyjnie (wierzchowiny i dna dolin). Współcześnie względem końca XIX wieku ubyło 50% gruntów ornych, najwięcej na terenach o ekspozycji N i W (przyjęto: N, E, S, W), tutaj też przybyło najwięcej lasów.

W każdym z przedziałów, przyjętych przy poszczególnych mapach zanotowano ubytek grun-tów ornych kosztem pozostałych użytków - głównie zbiorowisk trawiastych (łąki, pastwiska, ugory). Zmiany te są względem siebie proporcjonalne, nie zanotowano znaczących zmian w obrębie tylko jednego przedziału czy grupy przedziałów o najlepszych dla rolnictwa warunkach naturalnych. Rol-nictwo wycofują się, lecz jest to proces stopniowy a tereny które są wyłączane z rolniczego użytko-wania są rozproszone. W dużej mierze jest to konsekwencją rozdrobnienia i rozproszenia gospo-darstw, będącego skutkiem systematycznego podziału areału rolnego od czasu głodu ziemi w Galicji. Taki kierunek przekształceń środowiska sugeruje niewielki udział czynników naturalnych w zmianie użytkowania terenu badanych zlewni.

Literatura

- German K. 1992, Typy środowiska przyrodniczego w zachodniej części pogórza karpackiego, Rozprawa habi-litacyjna, UJ, 246
- Przyboś K., 1988, Historia społeczno-gospodarcza do roku 1945, [w]: Województwo tarnowskie. Monografia, (red.) J. Warszyńska, Ossolineum, Wrocław.

¹ Mapy katastralne z roku 1898 sporządzone były dla miejscowości Ryglice i obejmowały swoim zasięgiem 83% zlewni potoku Pożory i 42% zlewni Zalasówki. 11% zlewni potoku Pożory leży w granicach miejscowości Joniny - dla któ-rej mapy katastralne są wykonane w roku 1849, a 6% powierzchni zlewni znajduje się w granicach miejscowości Żurowa, dla której nie udało się odnaleźć zachowanych oryginalnych map katastralnych. W związku z tym wykorzystano mapę kla-syfikacyjną sporządzoną na podkładzie mapy katastralnej, a więc z zachowaną skalą i układem działek. Przybliżony rok wykonania oryginalnej mapy to połowa XIX wieku. 56% zlewni Zalasówki leży w miejscowości Zalasowa (mapa kata-stralna z roku 1897), a 2% – w miejscowości Bistuszowa, dla której mapa katastralna została sporządzona w roku 1848.

Antropogeniczna degradacja wydm śródlądowych na przykładzie pld-zach obrzeżenia Górach Świętokrzyskich

Michał KUC¹, Marta KUKIEŁKA

¹*Zakład Geografii Fizycznej, Uniwersytet Wrocławski*

Wydmy śródlądowe Gór Świętokrzyskich w różnym kontekście badali m. in. Jaśkowski (1985, 1988, 1996a, b, 1998, 1999), Barcicki, Jaśkowski (1992) Kuc, Kukielka (2006a, 2006b), Kuc i in. (2006). Badania dotyczyły przede wszystkim genezy i wieku wydm, oraz cech granulometrycznych osadów budujących wspomniane wydmy.

Antropogeniczne przekształcenia kompleksów wydmych dotychczas sprzyjały badaniom. W wyniku eksploatacji piasków zarówno legalnej jak i nielegalnej powstawały odsłonięcia ułatwiające wgląd w budowę wewnętrzną wydm. W ostatnich latach pojawił się jednak problem bardzo poważny, w wyniku dzikiej, nieprzemyślanej eksploatacji doszło do zniszczenia całych kompleksów niezbadanych wydm. Przykładem może być kompleks wydm w okolicach Piekoszowa ok. 10 km na pld-zach od Kielc. Dynamiczna urbanizacja tego obszaru podniosła zapotrzebowanie na piasek do celów budowlanych. Miejscowa ludność, aby obniżyć koszty pozyskuje nielegalnie piasek niszcząc wydmy. Samo wybranie piasku i zaburzenie budowy wydm, sprawia na pewno duże trudności w interpretacji, jednak większym problemem jest przemieszanie piasku z poszczególnych warstw, które wyklucza jakiegokolwiek badania zgodnie z przyjętymi standardami. Wspomniane przekształcenia mają bardzo negatywny wpływ na środowisko przyrodnicze. Aby umożliwić wydobywanie piasku dokonuje się wyrębu dużych połaci lasów, niszcząc tym samym siedliska dzikiej zwierzyny, zagłębienia poeksploatacyjne wypełniane są śmieciami często bardzo toksycznymi np. opakowaniami po chemikaliach czy produktach ropopochodnych. Wylesienie powoduje ponowne uruchomienie procesów eolicznych i dalsze zmiany w obrębie zdegradowanych obszarów wydmych. Natomiast pozytywnym efektem działalności człowieka z punktu widzenia badacza wydm są odsłonięcia w rejonie Kozowa ok. 30 km na północ, północny-zachód od Kielc. Degradacja wydm na wspomnianym obszarze nie jest tak daleko posunięta jak w okolicach Piekoszowa, efekty przekształceń w sposób znaczący ułatwiają badania wydm.

Literatura

- Barcicki M., Jaśkowski B., 1992 — Budowa i wiek wydm w Orońsku, Kiel. Stud. Geogr., 5.
Jaśkowski B., 1985 — Budowa i wiek wydm w Zwleczy w Niecce Włoszczowskiej, Kiel. Stud. Geogr., 3.
Jaśkowski B., 1988 — Budowa i wiek wydm w Pukarzowie w północnej części Niecki Włoszczowskiej, Kiel. Stud. Geogr., 4.
Jaśkowski B., 1996a — Geneza i wiek wydm Gór Świętokrzyskich w świetle datowań ¹⁴C i TL. Zesz. Nauk. Politechn. Śl., nr 1331, Seria Mat. Fiz., 80, Geochronometria 14.
Jaśkowski B., 1996b — Geneza i wiek wydm na obszarze Niecki Włoszczowskiej, Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 1.
Jaśkowski B., 1998 — Budowa i wiek wydm w Czaplowie w Górach Świętokrzyskich, Kiel. Stud. Geogr., 6.
Jaśkowski B., 1999 — Związek późnovistulianских procesów wydmywórczych w regionie świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża, Przegl. Geol., 11.
Kuc M., Kukielka M., 2006a- Zapis zmian środowiska w osadach wydm k. Karolinowa Dolnego. [W:] K. Zawada (red.) XX. Ogólnopolski Zjazd Studentkich Kół Naukowych Geografów. Kielce
Kuc M., Kukielka M., 2006b- Eoliczne przekształcenie rzeźby w warunkach peryglacialnych okolic wsi Jedle k. Łopuszna. M. Stachurski (red.) Zeszyty Studentkiego Ruchu Naukowego Akademii Świętokrzyskiej, 12, Kielce.
Kuc M., Kukielka M., Wójcik I., 2006- Wiek wydm w Górnikach w świetle datowań TL.(W:) R. Machowski, M. M. Ruman (red.) Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko, 7, Sosnowiec.

Rola lasu w modelowaniu odcinka akumulacyjnego spływu gruzowego na północnym stoku Babiej Góry (Beskid Wysoki)

Marcin MATYJA

Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

W polskich Karpatach spływy gruzowe są obserwowane w dwóch obszarach: w Tatrach i w masywie Babiej Góry. Stan badań spływów gruzowych na Babiej Górze można określić jako inicjalny. W sierpniu 2002 r. na północnym stoku Babiej Góry miał miejsce spływ gruzowy o całkowitej długości 760 m. Strefa akumulacyjna tego spływu o długości 280 m, zlokalizowana jest w strefie regła górnego. Celem badań było: (i) określenie wpływu drzew i kłód na procesy transportu i akumulacji spływu gruzowego w jego strefie akumulacyjnej i – w szerszym sensie – lepsze zrozumienie roli strefy górnej granicy lasu w transferze osadów w obszarach górskich, (ii) określenie, jak długo poszczególne kłody mogą wpływać na powierzchniowe procesy stokowe oraz (iii) określenie przydatności kłód zalegających na stokach do badań dendrogeomorfologicznych. W strefie akumulacyjnej spływ gruzowy miał niską energię i drzewa oraz kłody stanowiły istotne przeszkody wpływające na dynamikę spływu gruzowego. Największy wpływ na procesy akumulacji miały kłody zalegające prostopadle do osi spływu gruzowego. 53 % kłód pełniło funkcję progów przechwytyjących materiał spływu gruzowego i zmniejszających prędkość powierzchniowego spływu wody. Obecność tych kłód warunkuje schodowy profil podłużny stoku. 8 % kłód przyczyniło się do lokalnych zmian kierunku płynięcia spływu gruzowego i zmniejszenia jego prędkości. 39 % kłód przyczyniło się do lateralnego ograniczenia rozprzestrzenienia spływu gruzowego. Na przedłużeniu spływu gruzowego istnieje odcinek skoncentrowanego spływu powierzchniowego (SSP) o długości 310 m. Również tu najliczniejsze były kłody pełniące funkcje progów przechwytyjących materiał zmywany ze stoku podczas opadów lub roztopów (80 %). Pozostałych 20 % kłód wpłynęło na lokalną zmianę kierunku spływu powierzchniowego. W strefie terminalnej spływ gruzowy miał miąższość porównywalną ze średnicą kłód oraz charakteryzował się wysoką zawartością wody, o czym świadczy brak wałów i innych form wypukłych. W tej sytuacji kłody bardzo skutecznie kontrolowały kierunek i szerokość spływu gruzowego. Wpływ stojących drzew na procesy depozycji był drugorzędny. Jednak spiętrzenia gruzu o wysokości ponad 1 m po stronie dostokowej drzew były wystarczająco stabilne, aby zmienić lokalnie kierunek spływu, podobnie jak największe i najbardziej stabilne kłody. Względna redukcja prędkości spływu gruzowego spowodowana przez drzewa i kłody wynosi od 6 % do 53 %. Wyniki badań wskazują, że w przypadku niskoenergetycznego spływu gruzowego drzewa i kłody znacząco zmieniają jego morfologię, przyczyniają się do zmniejszenia jego prędkości i zasięgu oraz do zwiększenia krętości (wskaźnik krętości $Si=1,3$ dla odcinka akumulacyjnego). Z tego względu kłody stanowią naturalną alternatywę zabudowy technicznej stoku w obszarach infrastruktury zagrożonej przez spływy gruzowe. Datowania kłód wskazują, że średni czas rozkładu kłód na stokach Babiej Góry wynosi maksymalnie 100-150 lat, jest to zarazem maksymalny czas oddziaływania kłód na powierzchniowe procesy na stoku. Przydatność kłód do badań geomorfologicznych jest niewielka ze względu na ich szybkie tempo rozkładu w warunkach aeralnych – zachowują one swoją strukturę wewnętrzną maksymalnie 50 lat po śmieci drzewa. Po tym czasie zmiany fizykochemiczne drewna uniemożliwiają jego datowanie.

Rola edukacji w kształtowaniu krajobrazu polskich Karpat

Małgorzata PIETRZAK

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Ochrona krajobrazu łącząc w sobie ochronę przyrody, z ochroną zabytków kultury i sztuki, archeologii i folkloru, wpływa tym samym na plany zagospodarowania przestrzennego oraz strategię dotyczące różnych działów gospodarki. Zasadzie ochrony zasobów środowiska i zrównoważonego rozwoju służyć winny programy i działania: - naukowe, - edukacyjne, - informacyjne, - legislacyjne, - ekonomiczne, - technologiczno-techniczne. Integracja polityki ekologicznej z polityką gospodarczą, może być realizowana dzięki ratyfikowanej przez Polskę Europejskiej konwencji krajobrazowej (Europejska...2000), Ramowej konwencji o ochronie i zrównoważonym rozwoju Karpat (Ramowa...2003), tworzeniu europejskiej sieci ekologicznej NATURA 2000, dostosowaniu się do zasad Programu Wspólnej Polityki Rolnej i realizacji programów rolnośrodowiskowych (KDPR 2004). Jednakże z raportów Europejskiej Agencji Ochrony Środowiska (EEA) i Programu Środowiskowego Narodów Zjednoczonych (UNEP) wynika, że obecne instrumenty prawne są niewystarczające by powstrzymać degradację cennych przyrodniczo obszarów oraz by osiągnąć cele związane z ochroną różnorodności biologicznej do 2010 roku (EEA 37/2004).

Celem niniejszej pracy, opartej na kwerendzie literatury, było stworzenie koncepcji nauczania mogącego wspomóc proces kształtowania krajobrazu polskich Karpat zgodnie z zasadami zrównoważonego rozwoju. To właśnie geografia, jako nauka interdyscyplinarna łącząca nauki przyrodnicze i społeczne winna przyczynić się do lepszego rozumienia wartości krajobrazu kulturowego zharmonizowanego ze środowiskiem przyrodniczym. Rozwój społeczeństwa informacyjnego to między innymi umiejętność edukacja o funkcjonowaniu, zagospodarowaniu i ochronie środowiska geograficznego. Wiedza ta może przyczynić się do powszechnego udziału społeczeństwa w dyskusjach nad planowanymi inwestycjami, zgłaszania swych poglądów, udziału w podejmowaniu decyzji.

Stwierdzono, że najlepsze efekty w budowie społeczeństwa informacyjnego osiąga się poprzez nowoczesną edukację, co w kontekście dopiero 58 miejsca Polski w rankingu wykorzystania nowych technologii wymaga nowego podejścia w procesie edukacji (Global Information Technology Report 2007). Zarządzanie i gospodarka oparta na wiedzy oznacza, że fundamentalny zasób gospodarczy stanowi informacja oraz sposób jej wykorzystania (Chelstowski, Popiołek 2005). W pracy omówiono rolę edukacji globalnej (*Global Education*) przyjętej przez Europejski Kongres Edukacji Globalnej w Maastricht, edukacji rozwojowej (*Education for Development*) oraz edukacji formalnej i nieformalnej. Szczególną uwagę zwrócono na problemy edukacji medialnej która jest marginalizowana, a konsekwencją tego stanu rzeczy jest źle przygotowana podstawa programowa, chaos decyzyjny, brak nowoczesnych wzorców i właściwych pomocy naukowych (Komentarz...2006).

We wnioskach zaproponowano następujący model edukacji: 1. Nauczanie geoinformacyjne (*geo-enquiry*), 2. Myślenie przestrzenne (*spatially thinking*), 3. Nauczanie problemowe (*problem-based learning PBL*), 4. Podejmowanie decyzji i postępowanie zgodnie z ocenami.

Literatura:

EEA 2004. Report No 37/2004; Agriculture and the environment in the EU accession countries; URL:

[http://reports.eea.europa.eu/environmental_issue_report_2004_37/en/IssueNo37-](http://reports.eea.europa.eu/environmental_issue_report_2004_37/en/IssueNo37-Agriculture_for_web_all.pdf)

[Agriculture_for_web_all.pdf](http://reports.eea.europa.eu/environmental_issue_report_2004_37/en/IssueNo37-Agriculture_for_web_all.pdf)

Europejska konwencja krajobrazowa 2000. URL: www.coe.org.pl/re_konw/ETS_176.pdf

Komentarz do wyników badań preferencji widzów UPC 2006. URL:

http://www.upc.pl/pdf/komentarz_wieslaw_godziec.pdf

Global Information Technology Report 2007. URL: <http://www.weforum.org/pdf/gitr/rankings2007.pdf>

Chelstowski M., Popiołek R., 2005, Przykłady doświadczeń uniijnych w budowaniu społeczeństwa informacyjnego. (w) Rószkiewicz M., Węgrowska E., [red.] Informacja w społeczeństwie XXI wieku. SGH, Warszawa, 81-88.

KDPR - Kodeks Dobrej Praktyki Rolniczej 2004. Ministerstwo Rolnictwa i Rozwoju Wsi, Ministerstwo Środowiska, Warszawa, URL: www.fapa.com.pl/cid/publikacje/Kodeks_Dobrej_Praktyki_Rolniczej.pdf

Ramowa Konwencja o Ochronie i Zrównoważonym Rozwoju Karpat 2003. URL:

http://www.mos.gov.pl/2strony_tematyczne/ochrona_powietrza/konwencje_ekologiczne/konwencja_karpac-ka/RRAMOWA_KONWENCJA_O_OCHRONIE_I_ZROWNOWAZONYM_ROZWOJU_KARPAT.pdf

Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania przebiegu górnej granicy lasu w Bieszczadach Wysokich

Barbara RUSIN

Akademia Pedagogiczna w Krakowie, Instytut Geografii, Kraków

W Bieszczadach, w porównaniu do innych pasm karpackich w Polsce, piętrowość roślinna jest wyraźnie zakłócona. Brak wykształconego regła górnego powoduje, że górną granicę lasu tworzą gatunki budujące regiel dolny, w tym przypadku z widoczną przewagą buka. Bezpośrednio ponad lasami piętra dolnego wykształciło się piętro połonin, które obejmuje najwyższe partie szczytów w Bieszczadach Wysokich. Celem pracy jest próba określenia przyczyn wyżej wspomnianego obniżonego przebiegu górnej granicy lasu. Autorzy analizujący przyczyny takiego stanu rzeczy nie są jednomyślni, choć prawdopodobnie zaistniała sytuacja jest wypadkową czynników naturalnych oraz antropogenicznych.

Zarzycki (1963) stwierdza, że same najwyższe szczyty nie mogły być zalesione w ciągu całego holocenu i silnie zacienione, nawet w okresie atlantyckiego optimum klimatycznego, gdy górna granica lasu przebiegała wyżej niż obecnie. W przeciwnym bowiem razie nie dotrwałyby tam do dzisiaj liczne skalne, wysokogórskie gatunki roślin, nie znoszące zacienienia. Warunki edaficzne (strome, kamieniste zbocza) i klimatyczne (silne wiatry przewalające się przez grzbiety, obniżenie górnej granicy lasu w związku ze zjawiskiem wierzchołkowym itp.) utrudniały buczynom całkowite opanowanie najwyższych szczytów. Zarzycki (1963) próbuje także udowodnić, że w Bieszczadach brakuje właściwie miejsca na świerkowe piętro regła górnego. W przeszłości prawdopodobnie jego pionowy zasięg nie przekraczał 50 metrów, zajmując przedział wysokości 1250 – 1300 m n.p.m., a miejscami brakowało go zupełnie.

Za obniżenie górnej granicy lasu w znacznej mierze odpowiedzialna jest działalność człowieka. Schramm (1958) stwierdza, że pierwszymi sprawcami tego obniżenia były wędrowne półkoczownicze gromady Wołochów – ludności pasterskiej z Siedmiogrodu i Półwyspu Bałkańskiego, które już od XIII wieku wędrowały wraz ze swoimi stadami na północ i zachód wzdłuż najwyższych bieszczadzskich szczytów. Poza tym handlarze bydłem, udający się z południa i wschodu na zachód prawdopodobnie również wędrowali szczytowymi połoninami, gdzie łatwo było o paszę dla zwierząt, co w konsekwencji prowadziło do niszczenia roślinności i zdeptywania terenu (Schramm, 1958). Zarzycki (1963) pisze, że również miejscowa ludność przyczyniła się do obniżenia górnej granicy lasu poprzez wypasanie stad wołów i owiec na połoninach przez całe lato, od wczesnej wiosny do późnej jesieni. Również opisane zarówno przez Schramma (1958), jak i Zarzyckiego (1963) wielkie wyręby prowadzone na przełomie XIX i XX wieku (w okresie korzystnej koniunktury w przemyśle drzewnym) mogły wpłynąć na obniżenie górnej granicy lasu, choć prawdopodobnie w mniejszym stopniu niż wcześniej wymienione czynniki.

Obecnie prowadzone są badania próbek gleby pobranych przy górnej granicy lasy na grzbiecie Smerek – Połonina Wetlińska pod kątem zawartości cząstek węgla jako wskaźnika potwierdzającego możliwość dawnego wypalania lasów w szczytowych partiach Bieszczadów Wysokich.

Percepcja środowiska geograficznego szlaku turystycznego poprowadzonego z Hali Ornak do Doliny Chochołowskiej w opinii turystów odwiedzających Tatr Zachodnie

Aleksandra Magdalena TOMCZYK

Instytut Paleogeografii i Geoekologii, Uniwersytet im Adama Mickiewicza, Poznań

Turystyka piesza jest jedną z głównych form działalności człowieka w górach. W licznych pracach podkreślano degradującą rolę ruchu turystycznego na wybrane komponenty geosystemów górskich, takich jak: rzeźba terenu (m.in. Gorczyca i Krzemień 2002, Łajczak 1996), gleby (m.in. Maciaszek i Zwydak 1992, Prędkie 2000), szata roślinna (m.in. Bandoła – Ciołczyk i Kurzyński 1996, Guzikowa 1982) czy fauna (Adamski 1996). Zjawisko jest tym bardziej niepokojące, że ma miejsce na obszarach chronionych. Zastanawia to kim jest potencjalny „niszczyciel przyrody” oraz jak odbiera otaczający go krajobraz podczas górskich wędrówek. Na przełomie lipca i sierpnia oraz pod koniec września 2004 r. przeprowadzono wywiad ankietowy wśród turystów korzystających ze szlaku turystycznego poprowadzonego z Hali Ornak przez Iwaniacką Przełęcz do Doliny Chochołowskiej (Tatry Zachodnie). Jego celem było poznanie opinii turystów na temat: (1) charakteru szlaku oraz jego trudności, (2) stanu infrastruktury turystycznej umieszczonej na trasie oraz (3) kondycji środowiska przyrodniczego w otoczeniu szlaku. Ponadto zbadano charakterystykę odwiedzających oraz ich poziom wiedzy krajoznawczej o szlaku. Miejsmem realizacji badania była Iwaniacka Przełęcz. W ankiecie wzięło udział 139 osób. Ze względu na luki w wypełnieniach do analizy dopuszczono 135 kwestionariuszy.

Szlak turystyczny poprowadzony z Hali Ornak przez Iwaniacką Przełęcz do Doliny Kościeliskiej traktowany był głównie jako łącznikowy. Tylko nieliczni ankietowani wybrali go jako cel swojej wędrówki (20%). Przy przyjętej czterostopniowej skali trudności szlaku, ok. 60 % ankietowanych stwierdziło, że odznacza się on średnim poziomem trudności.

Wyniki badań ankietowych wskazują, iż turyści nie mają większych zastrzeżeń odnośnie stanu środowiska geograficznego szlaku. Wskazują oni jednak na niedobór infrastruktury turystycznej (prawie 50% ankietowanych). Pozostali badani uznali zagospodarowanie turystyczne za wystarczające w stosunku do potrzeb turystów. Nikt natomiast nie odczuł, że jest zbyt intensywne. Turyści najczęściej opowiadają się za umieszczeniem na szlaku tablic krajoznawczo-informacyjnych oraz koszy na śmieci.

Stwierdzono ponadto, że osoby odwiedzające szlak wykazują się niskim poziomem wiedzy o jego atrakcjach turystycznych. Nie wzrasta on wraz z kolejnymi wizytami w Tatrzańskim Parku Narodowym. Ważne jest wprowadzenie rozwiązań zmieniających tę sytuację. Dobra znajomość obszaru chronionego jest bowiem „zyskiem” dla przyrody, ponieważ zmniejsza się wówczas prawdopodobieństwo podejmowania wobec niej niekorzystnych działań (Pawlaczyk 1993).

Literatura

- Adamski P., 1996: Drobne ssaki partii szczytowej masywu Pilska oraz ocena wpływu ruchu turystycznego na teriofaunę. W: Łajczak A., Michalik S., Witkowski Z. (red.), Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Pilska, *Studia Naturae* 41, s. 197 – 203.
- Bandoła – Ciołczyk E., Kurzyński J., 1996: Stan zdrowotny, żywotność oraz uszkodzenia mechaniczne świerka i kosodrzewiny na obszarze użytkowanym przez narciarzy i turystów na Pilsku. W: Łajczak A., Michalik S., Witkowski Z. (red.), Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Pilska, *Studia Naturae* 41, s. 197 – 203.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2002: Wpływ ruchu turystycznego na rzeźbę Tatrzańskiego Parku Narodowego. W: Borowiec W., Kotarba A., Kownacki A., Krzan Z., Mirek Z. (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Wyd. Instytutu Botaniki PAN, Kraków – Zakopane, s. 389 – 393.
- Guzikowa M., 1982: Wpływ pieszego ruchu turystycznego na szatę roślinną Pienińskiego Parku Narodowego (wybrane zagadnienia, ze szczególnym uwzględnieniem skutków wydeptania). *Studia Naturae*, Seria A, nr 22, s. 227 – 241.
- Łajczak A., 1996: Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na erozję gleby w obszarze podszczytowym Pilska. W: Łajczak A., Michalik S., Witkowski Z. (red.), Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Pilska, *Studia Naturae* 41, s. 131 – 159.
- Maciaszek W., Zwydak M., 1992: Degradacja górskich gleb leśnych w pobliżu szlaków turystycznych, *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Leśnictwo*, Zeszyt 22, Kraków, s. 3 – 16.
- Pawlaczyk P., 1993: Turystyka na obszarach chronionych: Jak przekazać turyście wiedzę przyrodniczą, *Przegląd Przyrodniczy*, IV, 4, Wyd. Lubuskiego Klubu Przyrodniczego, Świebodzin, s. 3 – 22.
- Prędkie R., 2000: Przemiany właściwości powietrzno – wodnych gleb w obrębie pieszych szlaków turystycznych Bieszczadzkiego Parku Narodowego, *Roczniki Bieszczadzkie* 9, s. 225 – 236.

Wpływ człowieka na środowisko geograficzne szlaku turystycznego poprowadzonego z Hali Ornak do Doliny Chochołowskiej (Tatry Zachodnie)

Aleksandra Magdalena TOMCZYK, Marek EWERTOWSKI

Instytut Paleogeografii i Geoekologii, Uniwersytet im Adama Mickiewicza, Poznań

Obszary górskie ze względu na swoją atrakcyjność przyrodniczo-krajoznawczą przyciągają rzesze turystów. Przykładowo w Tatrzańskim Parku Narodowym ruch turystyczny kształtuje się w ostatnich latach na poziomie 2-2,5 mln osób rocznie, z czego 91% przypada na turystykę pieszą. Tak znaczna ilość odwiedzających odciska wyraźne piętno w górskim krajobrazie.

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie wpływu człowieka na stan środowiska geograficznego szlaku turystycznego poprowadzonego z Hali Ornak do Doliny Chochołowskiej (Tatry Zachodnie).

Prace badawcze opierały się na szczegółowym kartowaniu terenowym środowiska geograficznego szlaku (rozumianego jako wyznaczona ścieżka i obszary do niej przyległe, które obejmują elementy przyrody ożywionej i nieożywionej znajdujące się w zasięgu bezpośredniego oddziaływania człowieka, infrastrukturę turystyczną oraz relacje pomiędzy tymi komponentami) przy wykorzystaniu odbiornika GPS oraz formularza terenowego. Podczas kartowania zbierano informacje na temat: rodzaju i stanu nawierzchni szlaku, dane morfometryczne (szerokość ścieżki, szerokość zniszczonej pokrywy roślinnej, głębokość rozcięcia ścieżki), rodzaju podłoża, rodzaju pokrywy roślinnej w bezpośrednim otoczeniu szlaku, przeszkód na szlaku, elementów zabezpieczających szlak przed zniszczeniem, pozostałych elementów infrastruktury turystycznej, elementów charakterystycznych dla bio- i georóżnorodności oraz negatywnych przejawów działalności człowieka. Zebrane dane zostały poddane wszechstronnej analizie przy wykorzystaniu Systemów Informacji Geograficznej (GIS).

W wyniku przeprowadzonych badań stwierdzono, że powierzchnia pierwotnie przeznaczona dla ruchu turystycznego (5100m²) jest niewiele większa od powierzchni, na której pokrywa roślinna w otoczeniu ścieżki została zniszczona (4260 m²). Średnia szerokość obszaru pozbawionego roślinności wynosi 0,9 m.

Na degradację szlaku wpływają dwie grupy czynników: naturalne i antropogeniczne. Wśród tych drugich wyróżniono czynniki związane z działalnością turystyczną oraz pracami leśnymi prowadzonymi na terenie TPN.

Środowisko geograficzne badanej trasy, w porównaniu z wynikami prac innych autorów dotyczących Tatr, zniszczone jest w mniejszym stopniu.

Typy rozcięć drogowych w Gorczańskim Parku Narodowym i jego otulinie

Piotr WAŁDYKOWSKI

Zakład Geomorfologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Drogi są jednymi z najaktywniejszych pod względem morfodynamicznym obszarów w terenach górskich. W zależności od sposobu użytkowania przechodzą różne sekwencje rozwojowe, całkiem odmienne w zależności od nachylenia, pokrycia roślinnością, budowy podłoża czy historii przebiegu zdarzeń opadowych i roztopowych. Efektem końcowym jest kształt profilu poprzecznego i podłużnego drogi, które determinują przebieg procesów morfogenetycznych w jej obrębie, a w konsekwencji sposób jej wykorzystania i dalszy kierunek rozwoju. Próba ujednolicenia prawidłowości rozwoju form drogowych jest zagadnieniem istotnym z punktu widzenia gospodarowania człowiekiem w obszarach górskich.

Na podstawie kartowania geomorfologicznego dróg i ścieżek w Gorczańskim Parku Narodowym i jego otulinie przy użyciu specjalnego raptularza zebrano informacje o wybranych przypadkowo kilkuset odcinkach dróg o długości około 100 km. Wynik kartowania uporządkowano i opracowano statystycznie. Efektem końcowym było uzyskanie zestawień uwzględniających czynniki mające bezpośredni wpływ na rozwój sieci dróg. Podjęto ponadto próbę rekonstrukcji schematu rozwoju rozcięć drogowych z uwzględnieniem etapów ich rozwoju, wskazując na możliwość wydzielenia ich typów.

Współczesny rozwój koryt potoków w Karpatach Wschodnich na przykładzie zlewni potoku Hulskiego w Bieszczadach Zachodnich i zlewni Kuźmieńca Wielkiego w Gorganach

Grzegorz WIERZBICKI

Zakład Geomorfologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Celem badań było określenie struktury i wykształcenia koryt potoków w Karpatach Wschodnich oraz poznanie środowiskowych uwarunkowań procesów modelujących koryta. Badania przeprowadzono w zlewni potoku Hulskiego (lewy dopływ Sanu) w Bieszczadach Zachodnich i w zlewni Kuźmieńca Wielkiego (lewy dopływ Bystrzycy Sołotwińskiej) w Gorganach. Oba tereny badań mają porównywalną powierzchnię ($13,6 \text{ km}^2$ i $11,4 \text{ km}^2$), podobną budowę geologiczną i są reprezentatywne dla Bieszczadów Zachodnich i Gorganów. Zastosowano metodę geomorfologicznego kartowania koryta opierającą się na wydzieleniu w nim jednorodnych odcinków morfodynamicznych.

Porównanie wyników badań w obu terenach wskazuje na znaczne dostosowanie wykształcenia i struktury koryta oraz jego tendencji rozwojowych do budowy geologicznej, a szczególnie litologii. Istotne znaczenie dla morfodynamiki obu koryt mają warunki obiegu wody na stokach, które wynikają z rozczłonkowania powierzchni zlewni i z właściwości pokryw stokowych. Na tendencje rozwojowe koryt wpływa w pewnym stopniu gruby rumosz drzewny (zwłaszcza w Gorganach, gdzie jest dostarczany do koryta w dużej ilości przez lawiny śnieżne) oraz obniżanie bazy erozyjnej, które intensyfikuje erozję wgłębną obu potoków w dolnym biegu. Antropopresja ma małe znaczenie dla przebiegu współczesnych procesów fluwialnych w badanych terenach, jednak działalność leśników (geomorfologiczne efekty zwózki drewna na stokach) prowadzi do przyspieszenia obiegu wody i okresowego wzrostu przepływu przekładającego się na wyższą morfodynamikę koryta.

Przyczyny różnicowania się osadów stożków aluwialnych (dolina Černej Opavy, Sudety Wschodnie)

Małgorzata WISTUBA

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Wschodni skłon Masywu Orlika (Hrubý Jeseník) odwadniają dopływy Černej Opavy: Sluči, Sokolí i Rudná. W okresie maksimum ostatniego zlodowacenia (würm/vistulian) obszar ten był oddalony o 200 km od czoła lądolodu. W środowisku peryglacjalnym w dolnych częściach stoków i u wylotów dolin zdeponowane zostały pokrywy podstokowe (koluwalne i aluwialne). Miąższość tych osadów sięga 20-30 m (Czudek, 1964, 1997). Rozwój roślinności leśnej, wraz z ociepleniem holocenu, spowodował stabilizację pokryw. Ich ponowne uruchomienie było związane z działalnością człowieka: wylesieniem.

Współcześnie osady plejstocénskie dostają się do koryt potoków poprzez podcięcia brzegów. Materiał jest sortowany i włączany w tworzące się aluwia. Ich struktura, tekstura i skład petrograficzny, podobnie jak morfologia koryt są wprost zależne od cech bezpośredniego podłoża odziedziczonego z okresu peryglacjalnego.

Dolne odcinki analizowanych potoków: Sluči, Sokolí i Rudná, wcinają się w powierzchnię plejstocénskich osadów podstokowych. Przedmiotem zainteresowania było stwierdzenie jak niewielkie potoki „radzą sobie” z erozją i transformacją ogromnych ilości głazowo-gliniastego materiału. Przebieg tych procesów jest związany z wielkością i kształtem klastów dostarczanych do koryt. Kształt klastów determinuje przebieg transportu fluwialnego, a jest zależny od charakteru petrograficznego skał i przebiegu procesów wietrzenia. Istotną, z punktu widzenia tematyki badań, zaletą analizowanych zlewni jest występowanie w podłożu zróżnicowanych skał metamorficznych: blastomylonitów, metagranitoidów, kwarcytów i fyllitów. Ich wychodnie dostarczyły w plejstocenie materiału klastycznego o zróżnicowanym kształcie i wielkości.

Założono, że głazy kuliste (metagranitoidy) są bardziej podatne na toczenie i przez to szybciej usuwane. Głazy o pokroju tabliczkowatym, płytkowatym (kwarcyty, fyllity) są podatne na imbrykację – stabilizację w korycie – a przez to trudne do usunięcia. Celem badań było sprawdzenie zastosowania tych reguł w warunkach stosunkowo stabilnego geosystemu: niewielkich potoków w zalesionym obszarze średniogórskim, strefy klimatu umiarkowanego.

Stwierdzono, że pomimo niewielkich odległości transportu, w wybranych stanowiskach zachodzą: znaczące sortowanie materiału oraz zmiany składu petrograficznego. Osady form śródkorytowych i przykorytowych aktywnych w czasie normalnych stanów wody (mid-channel bar, channel side bar) odznaczały się większą dojrzałością petrograficzną niż osady form przykorytowych, aktywnych tylko w czasie epizodów wezbrań (point bar).

W ogólnym, względnym udziale poszczególnych typów skał w grubofrakcyjnych (> 32 mm średnicy) aluviach zaobserwowano trend zgodny z proponowanymi założeniami. Prowadzi on do ujednolicenia składu petrograficznego osadów potoków. Tendencja ta jest mniej wyraźna we frakcjach drobniejszych (16-32 mm średnicy). Stwierdzono ponadto, że do czynników wpływających na skład petrograficzny aluviów poniżej podcięć brzegów należy zaliczyć: skład petrograficzny źródłowych osadów w podcięciu, typ formy depozycyjnej i charakter jej aktywności, odległość od podcięcia oraz skład petrograficzny materiału w korycie powyżej. To „tło” osadowe wydaje się odgrywać szczególnie dużą rolę w przypadku bardziej mobilnego materiału drobnoziarnistego.

Literatura

- Czudek T. 1964, Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in Northern Moravia. *Biuletyn Peryglacjalny* 14, 169-193.
Czudek T. 1997, Relief Moravy a Slezska v kvarteru. *Sursum, Tišnov*, 213 s.

Antropogeniczne przekształcenia środowiska geochemicznego osadów den dolin zachodniej części Wyżyny Lubelskiej

Wojciech ZGŁOBICKI¹, Marcin KOZIEŁ¹, Lesia LATA², Andrzej PLAK¹, Marek RESZKA³

¹ – Instytut Nauk o Ziemi UMCS, ² – Laboratorium Analityczne UMCS,
³ – Zakład Radiochemii i Chemii Koloidów UMCS

Wprowadzenie

Jednym ze skutków gospodarczej aktywności człowieka są zmiany chemiczne w środowisku. Zanieczyszczenia migrujące drogą powietrzną i wodną gromadzą się ostatecznie w osadach. Stanowią one swoiste archiwum geochemicznych przeobrażeń środowiska będących efektem działalności człowieka. Najbardziej znaczące zmiany związane są z działalnością przemysłową i transportową oraz osadnictwem. Badania koncentracji metali ciężkich prowadzone są głównie w osadach rzecznych i jeziornych. Bezpośredni wpływ człowieka jest bardzo czytelny na terenach przemysłowych, gdzie antropogeniczna składowa przekracza wielokrotnie tło geochemiczne (Bojakowska, Sokołowska 1998, Klimek 1996, Lis, Pasieczna 1995, Ciszewski 2001). Przekształcenia cech powietrza, wód, gleb powodowane są również przez rolnictwo – gałąź gospodarki o największym zasięgu przestrzennym. Jednak znajomość koncentracji metali ciężkich w osadach terenów nieuprzemysłowionych jest wyraźnie słabsza.

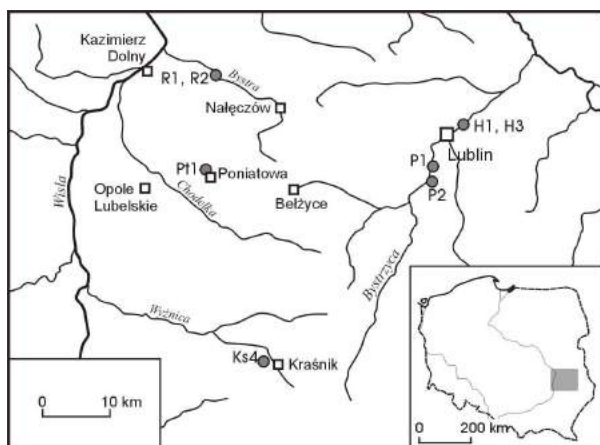
W pracy przedstawiono wyniki badań nad przekształceniami parametrów geochemicznych w obrębie 8 profili osadów aluwialnych i koluwalnych położonych w dnach dolin zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Analizowano profile osadów zróżnicowanych pod względem intensywności presji antropogenicznej. Badano koncentrację wybranych metali ciężkich – Cd, Cu, Pb i Zn oraz fosforu i cezu-137.

Obszar i metoda badań

Ocenę zawartości metali ciężkich oparto na badaniach gleb Lubelszczyzny prowadzonych przez WIOŚ w Lublinie. We wszystkich punktach w województwie lubelskim, koncentracja cynku, ołowiu, miedzi nie przekraczała wartości naturalnych, charakteryzując się znaczną rozpiętością stężeń. Kadm wykazuje w 20 % monitorowanych punktów kontrolnych podwyższone zawartości z zakresu I stopnia zanieczyszczeń. Na podobne wnioski, co do naturalnego poziomu zawartości metali ciężkich większości gleb Lubelszczyzny wskazują prace Terelaka i in. (1995) i Uziaka i in. (2001). Nieco wyższe koncentracje metali ciężkich stwierdza w powierzchniowych osadach wodnych zachodniej części Wyżyny Lubelskiej: kadm – zazwyczaj poniżej 1 ppm, miejscami 1-3 ppm, miedź – 10-20 ppm, ołów < 25 ppm, cynk < 100 ppm (Lis, Pasieczna 1995). Zawartość fosforu w osadach wodnych kształtuje się na poziomie < 0,1%.

Analizowane profile położone są w obrębie zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (Ryc. 1.). Badaniami objęto 4 profile aluwialne oraz 4 profile osadów stokowych (deluwia i proluwia). W przeważającej części mają one charakter osadów mineralnych (głównie mułki), miejscami występują torfy. Opisywane profile obejmują osady zlewni o różnym stopniu antropopresji – od bardzo wysokiej (działalność przemysłowa, ścieki miejskie): PT1, H1, H3, poprzez umiarkowaną (rolnictwo, niewielkie miejscowości): P1, R1, R2 po niską (wyłącznie wpływ rolnictwa): P2, KS4.

Rdzenie pobierane w sposób ciągły dzielone były na 10 cm odcinki, w pracy przedstawiono wyniki dla górnych 100 cm profili. Próbkę były suszone, rozdrabniane w porcelanowym moździerzu i przesiewane przez stalowe sito o średnicy oczek 1 mm, analizy koncentracji metali ciężkich wykonano w materiale przesianym przez sito 0,2 mm. W pobranym materiale oznaczono: pH w 1 M KCl potencjometrycznie, substancję organiczną metodą żarzenia po uprzednim oznaczeniu wody higroskopowej, skład granulometryczny metodą laserową. Mineralizację próbek przeprowadzono wodą królewską, metodą ISO 11466/2002. Zawartość cynku, kadmu, miedzi i ołowiu oznaczono techniką ASA, natomiast zawartość fosforu metodą kwasu askorbinowego, spektrofotometrycznie. Pomiary aktywności ¹³⁷Cs wykonano w Zakładzie Radiochemii i Chemii Koloidów UMCS, głębokość występowania tego sztucznego izotopu pozwoliła na datowanie badanych osadów.



Ryc. 1. Położenie profili badawczych.

Wyniki

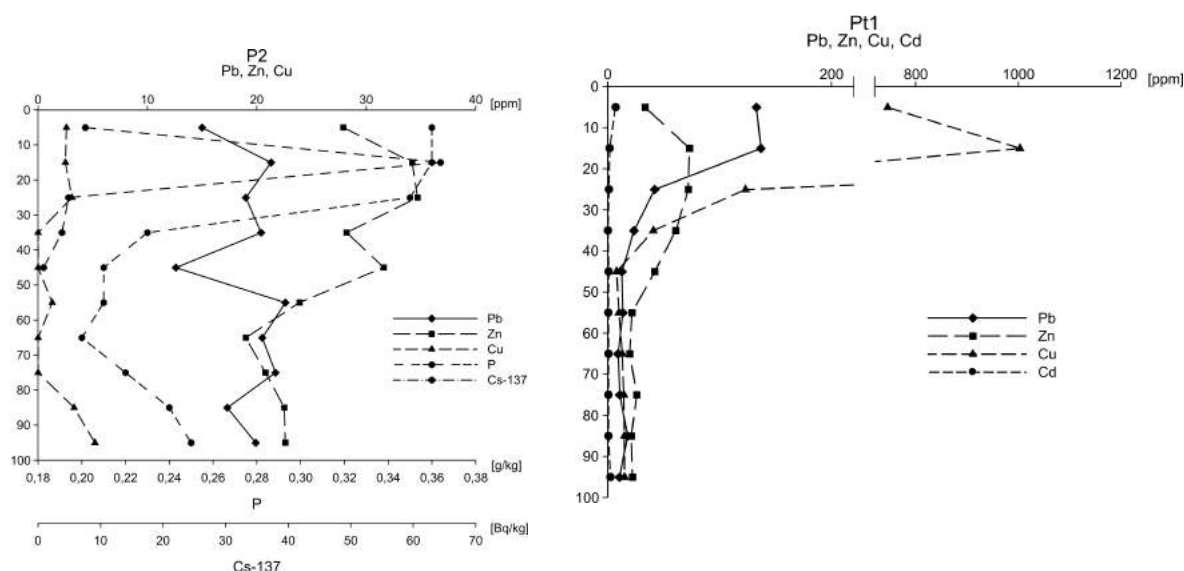
W profilach stwierdzono duże zróżnicowanie koncentracji badanych pierwiastków, szczególnie w przypadku metali ciężkich. Ich zawartość zmieniała się od 0,0 do 10,3 ppm dla kadmu, 0,0-1003,0 ppm dla miedzi, 1,9 do 133 ppm dla ołowiu i 3,1 do 73,0 ppm w przypadku cynku (tab. 1). Duży był również zakres aktywności cezu w osadach, od 0,2 do 100 Bq/kg. Zawartość fosforu w badanych próbkach wynosiła zazwyczaj 0,2 g/kg (maksymalnie 0,4 g/kg). Wśród metali ciężkich pierwiastkiem o najwyższych średnich koncentracjach był cynk, następnie kolejno ołów, miedź i kadm. Najczęściej – praktycznie w przypadku wszystkich profili – tło geochemiczne dla osadów wodnych (Bojakowska, Sokołowska 1998) przekroczone było w przypadku ołowiu, dla pozostałych analizowanych metali ciężkich średnie koncentracje przekraczały tło w 2-3 profilach (nie zawsze były to te same profile). Generalnie najwyższe zawartości metali ciężkich występowały w profilach aluwialnych zlokalizowanych poniżej miast i ośrodków przemysłowych. Wyraźnie niższe były koncentracje w deluwacjach oraz osadach dolin rzecznych na terenach rolniczych.

Pionowe zróżnicowanie koncentracji analizowanych pierwiastków wykazywało następujące prawidłowości (ryc. 2):

- ^{137}Cs koncentruje się w górnych częściach profili: 0-10 cm (aluwia), 10-20 cm (deluwia), niżej występuje wyraźny spadek zawartości,
- w 4 na 5 badanych pod kątem zawartości fosforu profilach, najwyższe koncentracje tego pierwiastka charakteryzowały powierzchniowe warstwy (0-20 cm);
- najwyższe koncentracje metali ciężkich występowały w górnych poziomach analizowanych profili 0-10 i 10-20 cm; zdarzały jednak odstępstwa od tej reguły; w kilku przypadkach wzrost zawartości metali miał miejsce już na głębokości 20-30 lub 40-50 cm.

Tab. 1. Koncentracje metali ciężkich w badanych profilach.

		R1	R2	P1	P2	H1	H3	PT1	KS4
Cd [ppm]	maksimum	0,0	0,5	0,0	0,0	1,7	10,3	6,9	0,6
	średnia geom.	-	-	-	-	0,9	-	1,4	0,3
Cu [ppm]	maksimum	7,9	9,2	11,5	5,2	35,5	11,2	1003	86,0
	średnia geom.	4,7	5,6	6,0	1,8 ¹	21,3	7,4	40,6	11,4
Pb [ppm]	maksimum	16,7	17,8	39,8	22,6	65,8	69,5	133,0	13,5
	średnia geom.	9,8	9,0	15,4	18,7	41,8	16,8	23,8	8,8
Zn [ppm]	maksimum	30,7	37,7	38,0	34,7	66,5	39,0	73,0	26,3
	średnia geom.	22,8	25,1	28,0	26,0	51,3	23,2	34,4	16,7



Ryc. 2. Koncentracje metali ciężkich w profilu PT1 i P2.

Analiza koncentracji metali ciężkich wskazuje na stosunkowo niewielkie przekształcenia środowiska geochemicznego badanych profili. Dotyczy ono przede wszystkim warstw najmłodszych oraz profili pozostających pod wpływem emisji przemysłowych. Głębokość występowania ^{137}Cs wskazuje, że najbardziej intensywne zmiany parametrów geochemicznych związane są z okresem ostatnich 30 lat. Są one efektem intensywnego rozwoju przemysłu, transportu (emisja ołowiu) i rolnictwa (nawozy fosforowe) w latach 70 XX wieku, w okresie późniejszym obserwuje się spadek emisji zanieczyszczeń do środowiska, co znajduje swoje odzwierciedlenie w badanych profilach. Większość obszarów, na których pobierane były próbki jest współcześnie użytkowana rolniczo, stwierdzone koncentracje, nie przekraczają jednak dopuszczalnych norm.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2006-2008 jako projekt badawczy 2 PO4E 034 30

Literatura

- Bojakowska I., Sokołowska G. 1998: Geochemiczne klasy czystości osadów wodnych. *Przegląd Geologiczny* 46; 49-54.
- Ciszewski D. 2001: Możliwości i problemy zastosowań metali ciężkich do datowania osadów aluwialnych na przykładzie środkowej Odry. *Czasopismo Geograficzne* 72; 53-69.
- Klimek K. 1996: Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego. [w:] A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. II. Wyd. UAM; 155-166.
- Lis, J., Pasieczna A. 1995: *Atlas geochemiczny Polski 1:2 500 000*. PIG. Warszawa.
- Terelak H., Piotrowska M., Motowicka-Terelak T., Stuczyński T., Budzyńska K, 1995: Zawartość metali ciężkich i siarki w glebach użytków rolnych oraz ich zanieczyszczenie tymi składnikami. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.* 418; 45-59.
- Uziak S., Melke J., Klimowicz Z., 2001: Content and distribution of heavy metals in soils of East Poland. *Polish J. Soil Sci.*, 34(2): 1-12.

TRASY TERENOWE

PRZEWODNIK

Wykaz prac publikowanych związanych z trasami terenowymi znajduje się w otrzymanej przez uczestników książce: G. Haczewski, J. Kukulak, K. Bąk „Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego”, Wyd. Naukowe AP w Krakowie 2007

SAN rzeka, początek bierze w górze nazwaney: *Beszkid*. Ta rzeka często koryto odnienienia, a na tych brzegach, które opuszcza, zostawuie wielką moc kamyczków drobnych, które pomieszawszy się z piaskiem; w kilka lat giną, kryjąc się w ziemię, i onę czyniąc żyzną. Twierdzi *Tytkowski*, iż San tak kręto płynie, że lubo Przemyśl od Jarosławia nie będzie iak 4. mile, iednakże rzeka tykająca się obydwóch miast, czyni przeciąg na mil 20. Ryby ma osobliwsze, które się gdzie indziej rzadko znayduią. Z brzegów czasem wylewa, zatapiając szeroko bliskie pola i łąki. Tam gdzie wpada w Dniestr, poławiaią się Pstrągi łokciowe.

Środa, 3 października

Trasa A: Muczne (Grzegorz Haczewski)

kopalne jezioro osuwiskowe

Trasa piesza ok. 3 km; obejmuje brodzenie w korycie rzeki (buty gumowe!)

Ok. 8200 lat temu potężne osuwisko ze stoków Jeleniowatego przegrodziło dolinę potoku Mucznego nasypem koluwalnym, który spiętrzył wody rzeki. Powstało jezioro o długości ok. 2 km i głębokości ok. 40 m. Jezioro istniało przypuszczalnie przez paręset lat, dopóki odpływające wody, zapewne przy udziale ciekę spływającego z osuwiska, nie spowodowały rozcięcia zapory i częściowego zdrenowania jeziora. Zachowane elementy jeziora obejmują:

- zaporę osuwiskową rozciętą przełomem potoku Mucznego, w którym odsłania się budowa mas koluwalnych.
- dno jeziora przy zaporze z warstwą bezstrukturalnych mułków piaszczystych o grubości ok. 10 m.
- warstwę osadów organicznych dna zbiornika.
- deltę zwirową potoku Mucznego i dwie delty zwirowe lewostronnych dopływów.
- deltę z warstwą aluwialnych okruchów martwicy wapiennej.

Oglądanie reliktyw jeziora zaczynamy przy pozostałościach zapory osuwiskowej w pobliżu miejsca po dawnej osadzie Krutyjówka.

Rzeźba dna doliny na tym odcinku zwraca uwagę swoim nie-fluwialnym charakterem. Występują tu nieregularne garby i kopce wielometrowej wysokości, rozdzielone zagłębieniami o stromych, miejscami skalistych, zboczach. Jest górna powierzchnia jeziora osuwiskowego, który zalega tu na dnie doliny na długości ponad 900 m. Z rozmieszczenia osadów jeziornych wynika, że w czasie istnienia jeziora korona zapory musiała leżeć wyżej niż dzisiaj. Głównym mechanizmem jej obniżania było zapewne osiadanie, które jeszcze trwa, na co wskazuje pofalowana i popękana nawierzchnia drogi, wielokrotnie naprawiana od jej ułożenia w roku 1971. W czasie budowy drogi odsłonięta była tu gliniasta masa z beładnie rozrzuconym gruzem piaszczystym. Potok Muczny płynie krętym korytem o urwistych, częściowo skalistych brzegach, wciętym na głębokość kilkunastu metrów. Dno koryta uzbrojone jest blokami piaszczystym o różnych rozmiarach, na których utworzyły się progi i bystrza. Jest to bruk rezidualny pozostały po wymyciu drobniejszych składników. Odsłaniające się w brzegach i w dnie gruboławicowe piaszczyste i pakiety rytmicznego fliszu mają bardzo różną orientację i wszystkie należą do jeziora osuwiskowego. Pokrywa roślinna jest dobrze rozwinięta i dość gęsta, co wskazuje na znaczny wiek przełomu. W górnym zakończeniu przełomu w dnie koryta odsłania się wielometrowej grubości pakiet pionowo ustawionych warstw piaszczystych i łupków. Może on sprawiać wrażenie wychodni podłoża skalnego, ale i on jest blokiem osuniętym. Wiercenia na dnie doliny bezpośrednio przed wlotem w przełom wykazały, że zalega tu jednorodna warstwa piaszczystego mułu o grubości co najmniej 6,5 m. Sondowania georadarowe wskazują, że osady te mogą mieć ok. 10 m miąższości.

Osuwisko, które przegrodziło dolinę, zeszło z prawego, północnego zbocza doliny. Ma ono powierzchnię ok. 1 km². Zsunęły się tu pakiety gruboławicowych piaszczystych otryckich zapadających w stronę dna doliny pod kątem 10-12°, zbliżonym do kąta nachylenia zbocza. Pakiety piaszczyste o grubości kilkunastu metrów rozsunięły się i utworzyły na stoku grzbiety i rowy oraz bezodpływowe obniżenia typu „sackung”, ograniczone wyraźnym przeciwstokiem od strony dna doliny. Po deszczach na zboczu powstają stawki, a w dolnej części zbocza, w największych zagłębieniach powstały 2 torfowiska. Grubość torfu w większym z nich sięga ok. 8 m. Torf z głębokości 6,5 m dał datę radiowęglową 5260 (+ 50, - 270) BP (KR – 183).

Dawne dno jeziora przed wlotem w przełom przez zaporę koluwalną jest płaskie, pokryte piaszczystym mułem. Potok Muczny ma tu niewielki spadek i meandrujące, płytkie koryto z piaszczystym mułem i lokalnymi skupieniami drobnego żwiru.

W uchodzących tu dwu niewielkich lewobrzeżnych dopływach Mucznego znaleziono warstwę materiału organicznego o grubości ok. 10 cm przykrytą nasypem zwirowym o grubości kilkadziesiąt centymetrów. W obu potokach występuje ona na podobnej wysokości, ok. 702 m n.p.m. Przyjmujemy tę warstwę za osad złożony na dnie jeziora i zachowany przy ujściach strumieni dzięki przykryciu zwirowymi nasypami deltowymi. Powierzchnia jeziora mogła znajdować się około

metra wyżej, czyli na wysokości ok. 703-704 m n.p.m. Przy zaporze, w miejscu obecnego wlotu do przełomu jezioro miało zatem ok. 40 m głębokości.

Osady organiczne dna jeziora widoczne są w ścianach sztucznego przekopu, którym potok Muczny płynie przez 800 m od dawnego ujścia do jeziora do obecnego połączenia z potokiem Jamniczym. Przekop wykonano w roku 1970 zapewne po to, by ustabilizować koryto Mucznego, który płynął przedtem od swej obecnej pozycji koło hotelu i leśniczówki do wylotu doliny potoku Jamniczego i dalej obecnym korytem Jamniczego do dzisiejszego miejsca ich połączenia. Przekop po wykonaniu miał do ok. 7 m metrów głębokości i nie sięgał spągu żwirów. Wśród żwiru wyraźnie zaznacza się warstwa ciemnego mułku o charakterze kopalnej gytji. W pobliżu zapory w warstwie tej przeważają rozpoznawalne fragmenty drewna, z gałązkami o długości do kilkunastu centymetrów. Przy ujściach bocznych prawych dopływów warstwa ta jest rozdzielona żwirem i piaskiem przekątnie warstwowanym.

W pobliżu leśniczówki w Mucznej na warstwie organicznego mułku leży osad delty żwirowej. Spąg tej warstwy odpowiada początkowi gromadzenia osadu organicznego po wypełnieniu jeziora. Drobną szczątki roślinne pobrane ze spągu tej warstwy zostały datowane radiowęglowo na 8170 ± 200 BP (KR-176). Powstanie jeziora osuwiskowego odpowiada zdarzeniu paleoklimatycznemu, związanemu przypuszczalnie z nagłym i krótkotrwałym ochłodzeniem klimatu i wzrostem natężenia opadów. W Karpatach odpowiada temu faza wzmożonej aktywności osuwiskowej. W tym samym czasie powstało ogromne osuwisko Koefels w Alpach.

Natomiast przy ujściu prawego dopływu ze zbocza Jeleniowego odsłonięto w skarpie warstwę drobnookruchowego materiału martwicy wapiennej. W górnym biegu tego potoku znajduje się źródło przy którym wydziela się martwica wapienna w niewielkich ilościach. Jej okruchy zanikają w potoku po kilkudziesięciu metrach. W czasie istnienia jeziora produkcja martwicy była zapewne bardziej intensywna i jej drobne okruchy docierały do miejsca, gdzie potok uchodził do jeziora i odkładały się w postaci warstwy martwicy. Znajdujący się przy leśniczówce staw rybny wydaje się zawdzięczać swoje istnienie uszczelniającej jego dno warstwie mułku jeziornego. Wycieczkę kończymy w centrum Mucznego, przy górnym końcu nieistniejącego już jeziora, na dawnej równinie deltowej dzisiaj przechodzącej w stożek potoku Bystra.



Przełom potoku Mucznego przez zaporę z koluwiów

(fot. G. Haczewski)

Czwartek, 4 października

TRASA B: Muczne – Tarnawa Niżna – Dźwiniacz Górny – Łokieć – Muczne

Dolina Górnego Sanu: stożek aluwialny, tarasy, aluwia i ich związek z działalnością człowieka, torfowisko, ślady osadnictwa, naturalny wypływ metanu

Dojazd autokarem do Tarnawy Niżnej, trasa piesza kończąca się w Mucznej, brodzenie w korytach rzek (buty gumowe!)

Tarnawa Niżna – stożek napływowy potoku Roztoki (Józef Kukulak)

a) usytuowanie i parametry stożka

Jest to najbardziej rozległy i miększy w aluwia stożek w dolinie górnego Sanu. Powstał w końcowym odcinku doliny potoku Roztoki (lewostronnym dopływie Sanu), odwadniającym pn.-wsch. skłony pasma Połonin (rejon Halicza, Kopy Bukowskiej i Bukowego Berda). Ma kształt wachlarza, wąskiego u nasady i szeroko rozwiniętego (zwłaszcza lewostronnie) w części dystalnej. Wzdłuż obu pobocznic stożka ciągną się płytkie niecki, będące śladem bocznego odwodnienia stożka. Jego czoło jest silnie wypukłe, spychające o ok. 400 m koryto Sanu pod pagór Kiczery Dźwiniackiej. Rozcina go dziś głęboka (12-8 m) rynna erozyjna potoku Roztoki, w której w dolnej połowie występują wąskie listwy dwóch niskich teras skalno-osadowych (3-5 m i 1-1,5 m). Jego długość wynosi prawie 1400 m, a szerokość stopniowo wzrasta z jego biegiem od 50 m do blisko 1000 m najbliższej Sanu. Ma powierzchnię ok. 2,5 km², jego powierzchnia jest płaska, ale dość silnie pochyłona z biegiem Roztok (ponad 28%). Szacunkowa kubatura nagromadzonych w nim aluwii wynosi ok. 1300 m³. Na jego powierzchni znajdują się zabudowa małej osady Tarnawa Niżna (z resztkami kompleksu budynków PGR-u IGŁOPOL Dębica).

b) budowa stożka

Dzięki głębokiemu rozcięciu stożka przez Roztoki można określić szacunkowo miąższość jego osadów, bowiem na większości jego biegu jest odsłonięta granica aluwii i ich skalnego cokołu. W samej nasadzie stożka pokrywa żwirowa jest cienka (zaledwie 1-1,5 m), ale cokolwiek ma wysokość ponad 10 m. Roztoki w tym miejscu wcinają się najgłębiej, w dodatku oba zbocza doliny podlegają tam osuwaniu. Z biegiem stożka miąższość pokrywy żwirowej stopniowo chociaż wolno wzrasta, natomiast obniża się cokolwiek fliszowy, w ujściowym odcinku cokolwiek schodzi nawet poniżej dzisiejszego dna rynny Roztok. W środkowym odcinku stożka miąższość żwirów osiąga do 2-4 m, a w końcowym odcinku wynosi co najmniej 7-8 m. Lewa skarpa stożka blisko ujścia Roztok do Sanu jest w całości żwirowa. Tworzywym stożka są grube żwiry piaszczyste, nie wysortowane wielkościami i zalegające bezładnie. Ich obtoczenie jest bardzo zróżnicowane, od dobrze obtoczonych po okruchy kanciastego gruzu. Tylko miejscami są soczewki drobniejszych żwirów lub piasku. Wyraźniejsze struktury sedymentacyjne występują jednak sporadycznie.

c) geneza stożka

Wielkie rozmiary stożka, potężna kubatura jego osadów, brak ich wysortowania i bezładność upakowania pozwalają przypuszczać, że akumulacja żwirów nastąpiła w nim gwałtownie, jednorazowo i w wielkiej obfitości. Potwierdza to brak wzdłuż niego wyższych (starszych) poziomów akumulacyjnych Roztok oraz skromne wykształcenie poziomów niższych (młodszych) w rozcinającej go głęboko rynnie. Depozycja żwirów w tym stożku mogła być efektem aktywności czynnika bardzo dynamicznego dla rzeki, ale względnie krótkotrwałego. Prawdopodobnie impulsem tak obfitej depozycji żwirów w tym miejscu było skaptowanie wód dużo większego potoku Muczy przez potok Roztoki, a było ono następstwem wstecznej erozji Roztok. Jako dowód takiej zmiany w układzie sieci obu rzek można uznać zachowane fragmenty obecnego poziomu dna doliny Mucznej wzdłuż Roztok powyżej miejsca kaptażu. Z wielokrotnionym wówczas przepływem Roztok, w dodatku na odcinku o większym spadku podłużnym rzeki, mógł sprzyjać tak obfitej akumulacji żwirów i powstaniu stożka. Akumulacja żwirów na lewej stronie stożka była nawet tak obfita i szybko postępująca, że zablokowała wylotowy odcinek dopływu Roztok (spod grzbietu Jeleniowate), zmieniając kierunek jego bie-

gu o 90°, czyniąc go pobocznym dla stożka. Czas tego zdarzenia, uwzględniając korelacje stopni teras w jego rynnach z terasami Sanu, można by odnieść do pogranicza plejstocenu i holocenu, ale jest możliwy także jego młodszy wiek. Po tym zdarzeniu stożek podlegał już głównie rozcinaniu. Rozcinający go potok Roztoki jest do dziś głównym dostawcą żwirowo-piaszczystego rumowiska do Sanu, co tak wyraźnie jest czytelne w rzeźbie koryta Sanu i budowie jego najmłodszych teras poniżej ujścia Roztok.

Dźwiniacz Górny – cmentarze (Józef Kukulak)

a) stan obecny

Na terenie d. wsi Dźwiniacz Górny znajdują się na przydolinnym garbie dwa cmentarze usytuowane blisko siebie (w odległości ok. 150-200 m). Lepiej zachowany jest cmentarz „stary” (wschodni, ok. 0,5 ha powierzchni), z licznymi (17) nagrobkami i obeliskami oraz starym drzewostanem. W latach 90-tych ub. wieku został odnowiony i ogrodzony drewnianym płotem. Cmentarz „nowy” (zachodni, ok. 1,5 ha) nie ma ogrodzenia ani drzew, a lokalizacja ziemnych nagrobków jest już nieczytelna. Zachowały się na nim jedynie cztery nagrobki kamienne, na trzech z nich stoją jeszcze żelazne krzyże.

b) opis cmentarzy

Na „starym” cmentarzu zachowały się nagrobki kamienne i betonowe. Prawie połowa z nich ma podobne kształty, ze smukłymi cokołami zwieńczonymi betonowymi krzyżami, na których ozdoba są metalowe figury ukrzyżowanego Chrystusa. Jest tu również m.in. nagrobek w formie obelisku z białego marmuru, otoczony kutym metalowym ogrodzeniem (grób dziecka miejscowego parocha), nagrobek w formie obelisku z piaskowca (grób żony kierownika miejscowej szkoły) i potężny betonowy sarkofag (przypuszczalnie grób miejscowego parocha). Kilka nagrobków jest zachowanych fragmentarycznie, mają jedynie kamienne podstawy cokołów, brakuje krzyży. Na wielu cokołach można odczytać jeszcze wyryte inskrypcje, pisane w języku ukraińskim (rusińskim), z nazwiskami i datami życia pochowanych. Na większości inskrypcji widnieją daty z przełomu XIX i XX w., wszystkie są sprzed II wojny światowej. Na „nowym” cmentarzu wszystkie nagrobki są wykonane z bloków piaskowcowych, w których osadzone były żeliwne krzyże. Na jednym z nagrobków są ślady inskrypcji z datą 1900 r., ale z archiwalnych map wynika, że cmentarz „nowy” istniał już pod koniec lat 70. XIX wieku.

c) historia wsi

Oba cmentarze są usytuowane w centralnej części d. wsi, w sąsiedztwie nie istniejącego dworu i starszej z cerkwi. Wieś rozciągała się wzdłuż Sanu, głównie na lewym brzegu rzeki, jedynie część północna wsi była na brzegu prawym (z nowszą z cerkwi – zbudowaną w 1905 r.). Wieś ta istniała już w 1529 r. jako własność Piotra Kmity, przestała istnieć w wyniku wysiedleń ludności w 1946 r. W okresie międzywojennym było w niej blisko 200 domów (łącznie z Muczne) i prawie 1,5 tys. mieszkańców. Jej mieszkańcami byli w zdecydowanej większości Rusini (Bojkowie), należący do obrządku greckokatolickiego. Niewielu było Polaków i okresowo Żydów. We tej rolniczej wsi funkcjonowały w XIX i XX w. dwa młyny wodne, dwa tartaki wodne, kuźnie, potasznia (Muczne) i studnie ropy naftowej. Zachowanymi śladami tej wsi są dziś, oprócz cmentarzy, także kapliczki i krzyże przydrożne (wzdłuż drogi przez wieś), nasypy kolejki wąskotorowej, przyczółek mostu przez San, stare lipy i zdziczały sad. Oba cmentarze były miejscem pochówku mieszkańców tylko tej wsi, obie sąsiednie wsie (Tarnawa Niżna i Łokieć) miały własne cmentarze.

torfowisko Łokieć (Józef Kukulak)

a) opis formy

Torfowisko uformowało się w zakolu Sanu na 3-metrowej terasie, bezpośrednio nad korytem rzeki. Ma powierzchnię ok. 3,5 ha i grubość torfu 3 m. Jego kształt jest łukowy, a miąższość torfu jest największa w strefie osiowej, ku brzegom Sanu stopniowo się spłyca. Kopuła torfowiska ma wysokość prawie 2 m, jest asymetryczna, opada łagodniej w stronę Sanu. Wysokość kopuły jest mniejsza niż miąższość torfu, zatem torf musi wypełniać pierwotne zagłębienie terenu. To zagłębienie ma od 0,5 do 1,2 m głębokości.

b) cechy osadów

W pionowym profilu torfowiska „Łokieć” występują dwie warstwy torfu rozdzielone poziomem bogatym w szczątki drewna (korzenie, gałęzie). Spagową część profilu torfowiska tworzy cienka warstwa torfu z mułkiem (na głębokości 3,10 - 3,20 m) przykryta równie cienką warstwą ciemnego mułku z iłem. Na głębokości 3,00 – 2,55 m torf jest typu niskiego, turzycowego, jest średnio rozłożony, z dużą domieszką drewna. Oznaczony wiek bezwzględny (metodą C-14) tego drewna (z głęb. 2,90 – 3,00 m) wynosi 3450 ± 40 lat BP (subboreał). Graniczny poziom torfu niskiego z grubym drewnem zalega na głębokości 2,40 – 2,70 m. Wyżej nagromadzona warstwa torfu wysokiego jest słabo rozłożona. Z dolnego fragmentu tej warstwy (2,10 – 2,00 m) wiek torfu oznaczono radiowęglowo na 2010 ± 70 lat BP. Można sądzić, że okres częściowego osuszenia torfowiska przypadł na początek subbatlantyku, podobnie jak w innych torfowiskach nad Sanem. Bardzo szybki przyrost torfu nastąpił w ciągu ostatnich 2 tys. lat. Najwyższa część torfu od strony zbocza jest wyraźnie zagliniona, co dowodzi jego przykrywania deluwiami w najmłodszej fazie wzrostu.

c) zapis działalności człowieka

W spektrach pyłków wszystkich torfowisk największa koncentracja flory synantropijnej występuje w stropowych odcinkach diagramów (odcinek ok. 30-40 cm głębokości). Udział pyłku roślin towarzyszących człowiekowi i jego gospodarce rolnej gwałtownie tam wzrastają. Kulminacje udziału pyłków traw i roślin łąkowych są dowodem znaczącej redukcji okolicznych lasów, a duże ilości pyłku wszystkich rodzajów zbóż wskazują na ówczesną intensyfikację upraw rolniczych. Towarzyszy im wyraźne załamanie się krzywych buka, jodły i grabu, co może być następstwem nasilonych wyrębów lasów. Większy jest udział brzozy, paproci i orlicy, które mogą wskazywać na wypalanie lasów lub/i zarastanie wyrębów, pożarzysk. W tej części diagramów przybywa pyłku olszy, dowodząc masowego zarastania przez ten gatunek wylesionych równin nadrzecznych. Synchroniczność zmiany flory w diagramach pyłkowych torfowisk z gospodarką człowieka potwierdza się w przyroście biomasy. Obliczone tempo przyrostu najmłodszych warstw torfu waha się ono od 0,95 mm/rok („Łokieć”), 1,04 mm/rok („Tarnawa Wyżna”) do 1,51 mm/rok („Dźwiniacz Górny”). Uwzględniając nawet stałą kompakcję torfu to „odcinek antropogeniczny” profilu miał swój początek ok. 300-350 lat temu.

d) geneza osadów

Ukształtowanie podłoża torfowiska oraz jego mineralną budowę udało się ustalić poprzez wykonanie tu licznych sond wiertniczych. Bezpośrednim podłożem torfu są ciemne muły przechodzące stopniowo w niebieskie piaski drobne i grube ze żwirami. Ku brzegom Sanu materiał rzeczny jest coraz grubszy. Aluwia zalegają na zwietrzałym cokole terasy, zbudowanym z łupków ilastych. Zwietrzelina łupków jest tłustym, gęstym iłem, o niebiesko-zielonkawym zabarwieniu. Najgłębsze części są łukowymi odcinkami dawnego koryta Sanu, zorientowanego przeciwnie wypukłością do dzisiejszego zakola rzeki. Po jego porzuceniu przez San rozpoczęła się w nim akumulacja torfu, która w wyniku rozrostu torfu objęła również przyległe części równiny zalewowej. Podobny przebieg ma rozwój najmłodszych torfowisk.

Łokieć - odsłonięcia pogrzebanych mostków i brodu (Józef Kukulak)

a) opis formy

W korycie Sanu w rejonie dawnej wsi Łokieć odsłaniają się sztuczne konstrukcje drewniane. Jeszcze do niedawna były one do pogrzebane osadami Sanu. Jedną z tych konstrukcji jest zespół żerdzi świerkowych ułożonych równolegle w formie podłogi. Żerdzie te wystają dziś z brzegu koryta w poziomie dna koryta Sanu, będąc w pozostałej części pogrzebane aluwiami drobnoziarnistymi terasy zalewowej. Drugim rodzajem konstrukcji jest drewniany most, również z żerdzi, który prawie w całości został erozyjnie odsłonięty na zakręcie rzeki. Most był szeroki na ponad 3 m, z żerdzi, z których był zbudowany mają średnicę 15-25 cm. Jedna strona mostu jest jeszcze zagrzebana w aluviach terasy zalewowej, ale jego pochyłość i wzajemne przesunięcia żerdzi wskazują, że został on zniszczony przed pogrzebaniem aluwiami lub w czasie powodzi, genetycznie wiążącej akumulację tych aluwii.

b) zapis działalności człowieka

Obie konstrukcje są niewątpliwie budowlami wykonanymi przez człowieka. Pierwsza z nich mogła stanowić umocnienie brodu przez San, funkcja drugiej nie jest jednoznaczna. Odsłonięty fragment mostu mógł być bardziej budowlą nad młynówką, która w okolicach tego miejsca miała swój początek i prowadziła wodę do dworskiego młyna. Była to zbyt słaba budowla by pełnić rolę mostu przez San. Położenie obu tych obiektów jest zgodne z lokalizacją brodu i młynówki na mapie katastralnej z 1852 oraz na planach dworu z młynem w Łokciu z 1794 r. Droga dworska prowadziła na lewy brzeg Sanu w miejscu odsłoniętych dziś żerdzi, które wówczas pełniły rolę umocnień tej drogi w strefie koryta. Zgodność czasową budowy tej konstrukcji z funkcjonowaniem brodu potwierdza radiowęglowy wiek jednej z żerdzi 150 ± 60 lat BP (1670, 1890 AD).

c) geneza osadów

Pod koniec XVIII w. poziom brodów na Sanie w Łokciu i Dźwiniaczu Górnym sięgał spągu aluwii terasy zalewowej. Koryto w Kotlinie Dźwiniacza było niewiele płytsze od dzisiejszego, w Łokciu było miejscami nawet głębsze. Poziom szczątków drzew w spągu aluwii tej terasy obniża się tam poniżej obecnego dna koryta. Analiza obecnego położenia obu drewnianych konstrukcji pozwala wnioskować, że położenie i poziom dawnego koryta był w miejscu dzisiaj odsłaniających się żerdzi. Równocześnie można sądzić, że umocnienia brodu zostały pogrzebane w ciągu paru wieków ponad 2,5-metrową warstwą drobnoziarnistej mady. Do takiej wysokości ponad poziom koryta musiała następować powodziowa akumulacja aluwii w wiekach XIX i 1 poł. XX. Akumulacja tej wielkości miała miejsce głównie w obrębie szerszego niż dziś koryta rzeki, jej górne warstwy sięgały lub przekroczyły starszy poziom terasy zalewowej i go nadbudowały. Widać po rzeźbie powierzchni terasy, że nie była to depozycja punktowa ale lateralna. Powierzchnia ta koło brodu jest dziś wyrównana, płaska i ma podobną wysokość. Zapewne sprzyjało tej akumulacji zakolowe położenie (wewnętrzna część meandru).

Łokieć – budowa terasy zalewowej (2-3 m) (Józef Kukulak)

a) rodzaj osadów

W pokrywie terasy zalewowej dominują osady drobnoziarniste (pylasto-piaszczyste). Jej budowa jest zwykle dwuwarstwowa, dolną warstwę budują żwiry, górną - piaszczysto-pylasta mada. Mada zajmuje zwykle 70-80% miąższości całej pokrywy, lokalnie nawet jej całość. Przejście żwirów w nadległą madę jest gwałtowne, ale ma cechy normalnego przyrostu aluwii. Granica obu typu aluwii jest dodatkowo podkreślona przez obfite nagromadzenia szczątków drewna, zalegających w spągowej części mady. Charakterystyczną cechą mady jest mała różnica pomiędzy jej osadami korytowymi i pozakorytowymi. Otoczaki w spągowych żwirach są średniej wielkości (przeciętnie 16-32 mm), o składzie petrograficznym bardziej zbliżonym do teras wyższych (3-4 m, 4-5 m) niż do współczesnych żwirów w odsypach korytowych. W żwirach tych przy kontakcie z madą zalegają lokalnie grubsze pnie.

Warstwa mady Sanu ma miąższość od 0,4-0,6 m w Przełęczy Użockiej, 1,2-2,0 m w rejonie Beniowej i Tarnawy Wyżnej, do prawie 2,5 m koło Dźwiniacza i Łokcia. Jest makroskopowo słabo zróżnicowana, lokalnie jednak zaznacza się w pionowym jej profilu dwudzielność osadów. Dolna część mady jest bardziej drobnoziarnista i często wykazuje warstwowanie równoległe, ma mniejszą

miąższość (0,3-0,5 m) i jest wolniej denudowana. Górna część mady jest natomiast osadem grubszym, miąższościowo dominuje w profilu pionowym, wszędzie jest bezstrukturalna i szybciej ulega denudacji.

b) cechy osadów

Analiza granulometryczna mady wykazała m.in. że zdecydowanie przeważają w madzie frakcje: piaszczysta i mułkowa. Udział ziarn drobniejszych od 0,5 mm waha się w przedziale 75-90%, w tym samego piasku jest 45-65%, natomiast udział frakcji iłowej jest bardziej zróżnicowany – od 10,0 do 25,5%. Makroskopowa jednorodność mady jest jednak pozorna, próbki osadu nie mają bowiem identycznego składu mechanicznego zarówno w jej profilach pionowych, poprzecznych, jak i wzdłuż biegu rzeki. Lokalne wahania tego składu są jednak niewielkie, bardziej interesująca jest natomiast rytmika zmian uziarnienia jej składników w profilach pionowych oraz niejednakowa tendencja przebiegu tego uziarnienia. Słabo zaznacza się prawidłowość drobnienia frakcji osadów i ich słabszego wysortowania wraz z odległością od obecnego koryta rzeki.

W większości badanych profili pionowych mada Sanu jest najbardziej drobnoziarnista w części dolnej (20-35 cm jej początkowej miąższości). Udział frakcji mniejszej od 0,06 mm przekracza tu 40-45%. W górę profili wzrasta wahadłowo udział frakcji piaszczystej, która dominuje w górnej połowie pokrywy (do 63%). Domieszką piasku jest tu głównie pył (25-40%), rzadziej ił, żwir lub gruz. Wahadłowy rytm przyrostu tej frakcji powodują cykliczne przewarstwienia osadu pylastego, których udział jednak maleje w każdym wyżej zalegającym cyklu sedymentacyjnym. Stropowa część pokrywy (do 30-45cm miąższości) jest najmniej wysortowana mechanicznie w całym profilu pokrywy i całkowicie utraciła struktury sedymentacyjne. Pionowa tendencja uziarnienia ma w tych profilach charakter sekwencji odwróconej, z grubiejącym ziarnem ku stropowi.

Część profili mady ma normalną (prostą) sekwencję uziarnienia, w których udział frakcji drobniejszych wzrasta ku górze. Pionowy przyrost tych frakcji ma również charakter wahadłowy, podobny jak w profilach o sekwencji odwróconej. Tak jest m.in. w Ustrzykach Górnych i Tarnawie Niżnej, gdzie udział frakcji piaszczystej w spągu mady wynosi aż 46-57%, a ku górze maleje do 37-50%. Odwrotnie zmienia się tam udział frakcji pylastej (26-30 % w spągu do 28-37% w stropie) i ilastej (11-15 % w spągu do 30-38% w stropie). W zestawie wszystkich profili pionowych mady bardzo wyraźna jest rytmika uziarnienia, ale korelacja poszczególnych jednostek akumulacyjnych jest wątpliwa i raczej trudna do ustalenia. Brak w tych profilach choćby jednego wyróżniającego się poziomu korelacyjnego.

Analiza krzywych kumulacyjnych osadu wykazuje zróżnicowany sposób ich transportu i depozycji. Większość krzywych nie ma ostrych załamania stromości a odcinki o podobnej stromości zajmują na tych krzywych zmienne pozycje. Największą stromość mają krzywe osadów z dolnej części pokrywy, a punkt załamania krzywych znajduje się w przedziale od 3 do 2 phi, gdzie osad jest najdrobniejszy. Świadczy to o przeważającej depozycji materiału wleczonego i suspencyjnego oraz o ogólnym wzroście ilości akumulacji takiego materiału na początku akumulacji mady. Krzywe kumulacyjne górnej połowy mady mają na dużej ilości profili generalną tendencję do łagodnienia, co wynika ze wzrostu zawartości w nich frakcji grubszych, przy równoczesnej obecności również frakcji drobnych. Rozkład uziarnienia części stropowej pokrywy wykazuje dużą dyspersję frakcji oraz słabe wysortowanie osadów, stąd krzywe kumulacyjne mają tu różny przebieg. Świadectwem zwiększenia energii rzeki podczas depozycji górnych warstw pokrywy jest również wzrost średniej średnicy okruchów (M_z) do 3,5-5,5 ϕ . Rozkład uziarnienia okruchów w pełnych pionowych profilach mady nie jest jednak prostym odzwierciedleniem różnic sposobu transportowania tych okruchów, gdyż wątpliwa jest tu stałość położenia koryta w ciągu całego okresu formowania się tej pokrywy.

c) zapis działalności człowieka

Przyjmuje się, że wylesienie terenu zwiększa wielkość spływu powierzchniowego, a tym samym potęguje erozję gleby. A w dolinie Sanu ubytki lasów wzrastały od 22% na początku XVI wieku do ponad 50% w wiekach XIX i w 1 poł. XX. Nie uwzględnia się przy tym połonin, gdyż te były trwale zadarnione i miały słabe połączenie z ciekami. Istotne były wylesienia w dolinie Sanu, poniżej granicy lasu, gdzie duża część wyrębów stawała się polami ornymi. Erodowany materiał z tych pól stawał się ładunkiem cieków bocznych i Sanu. W początkach kolonizacji (XV-XVII w.) uprawiano tu głównie zboża. Uprawę ziemniaka wprowadził rząd austriacki w cyrkule leskim i samborskim dopiero w 1783 r. Ze względu na mało urodzajną glebę i prymitywne środki uprawy pola orne miały z konieczności duże powierzchnie. W początkach kolonizacji rolniczej nie było na zboczach doliny Sanu tarasów śródpolnych, które mogłyby zatrzymać erodowaną glebę. Terasy te musiały się dopiero uformować wraz z podziałem łąnów na działki. Dostawa erodowanych gleb do koryta Sanu następowała bocznymi ciekami i drogami dojazdowymi do lasów i pól. Materiałem dominującym w transporcie drogami polnymi była zawiesina. Rolnicze zagospodarowanie doliny Sanu musiało wielokrotnie dostawę materiału zboczowego do koryt, tym samym zwiększyć obciążenie rzek rumowskią i zawiesiną, a konsekwencją zwiększonego i przyspieszonego spływu powierzchniowego mogły być częstsze i gwałtowniejsze wezbrania na Sanie. Do rzeki spływała tak duża ilość materiału zboczowego, że bilans aluwii stawał się dodatni. Tranzyt osadów był w rzece niepełny. Równina zalewowa była stopniowo nadbudowywana osadami piaszczysto-pyłastymi. Także stopniowym przyrostem użytków rolnych można tłumaczyć odwrotną tendencję uziarnienia mady w jej profilu pionowym.

d) geneza osadów

Przed XV-XVI w. istniała względna równowaga systemu stokowego i dolinnego. Przy dużym zalesieniu bilans aluwii był ujemny (efekt klimatycznego reżimu rzeki). Przejście do okresu klimatyczno-antropogenicznego zaznaczyło się w rzekach zmianą bilansu aluwii na dodatni. Zmiana uziarnienia transportowanego i deponowanego materiału była następstwem przewagi dostawy glin pylistych ze zboczy nad żwirowym rumowiskiem pochodzącym ze starszych aluwii. W ładunku rzeki wzrósł udział materiału unoszonego kosztem wleczeniowego, co przy dodatnim bilansie transportu tego ładunku uzewnętrzniło się akumulacją osadów głównie pylasto-piaszczystych. Wyznacznikiem momentu spotęgowania spływu powierzchniowego był okres obfitej dostawy do koryta materiału drzewnego i jego depozycji w strefie korytowej i pozakorytowej. W świetle oznaczeń wieku tego materiału oraz występujących artefaktów archeologicznych moment ten nastąpił na przeważającej długości doliny w warunkach już zaawansowanej kolonizacji Bieszczadów (XV-XVI w.).

potok Czerwony – naturalny wypływ metanu (Grzegorz Haczewski)

W lesie na niskiej terasie potoku Czerwonego spływającego spod Jeleniowatego oglądamy miejsce, gdzie na powierzchnię wydostaje się metan. Podpalony strumień metanu pali się ciągłym płomieniem. Po deszczach, gdy miejsce wypływu zalane jest wodą, powstaje „bełkotka”, czyli widoczne są bąble gazu rozrywające się z charakterystycznym dźwiękiem. Naturalne wypływy metanu o takim natężeniu są rzadkością w Polsce. Sławne niegdyś źródło Bełkotka w Iwoniczu Zdroju przestało „bełkotać” w wyniku podziemnej eksploatacji złoża metanu, które zasilало ten wypływ. Obserwowany przez nas wypływ metanu znajduje się na wychodni powierzchni nasunięcia warstw podotryckich łuski Jeleniowatego na warstwy nadotryckie synkliny Dzwiniacza. Na tej samej powierzchni zaobserwowano wydzielanie się pojedynczych pęcherzyków gazu w potoku Mytrowiec, następnym potoku ku wschodowi. Na zachodnim zboczu Mytrowca w tym miejscu zachowały się trzy studnie o prostokątnym przekroju z drewnianą cembrowiną. Są one pozostałością po kopalni ropy naftowej, która działała tu po 1. Wojnie Światowej. Studnie są wypełnione wodą. Na powierzchni wody widać ciągłe wydobywanie się bąbli gazu. Przy oglądaniu należy zachować ostrożność. Przy wysokim stanie wody mogą wyglądać na niewinne kałuże, choć ich głębokości sięgają kilkunastu metrów.

W korycie potoku Czerwonego tuż poniżej wypływu metanu przebiega wychodnia wapienia jasielskiego zaznaczona przez drobne okruchy laminowanego wapienia.



Na cokole skalnym terasy Sanu pod torfowiskiem Łokieć

(fot. J. Zawiejska)



J. Kukulak objaśnia geomorfologiczne warunki powstania torfowisk

(fot. J. Zawiejska)



Dyskusja w Dźwiniaczu Górnym

(fot. M. Długosz)



Próg w korycie Sanu na grubej ławicy piaskowców pod torfowiskiem Łokieć

(fot. J. Zawiejska)

TRASA C: Muczne – Bukowe Berdo – Krzemień – Tarnica – Halicz – Rozsypaniec – przeł. Bukowska – Wołosate (Krzysztof Bąk)

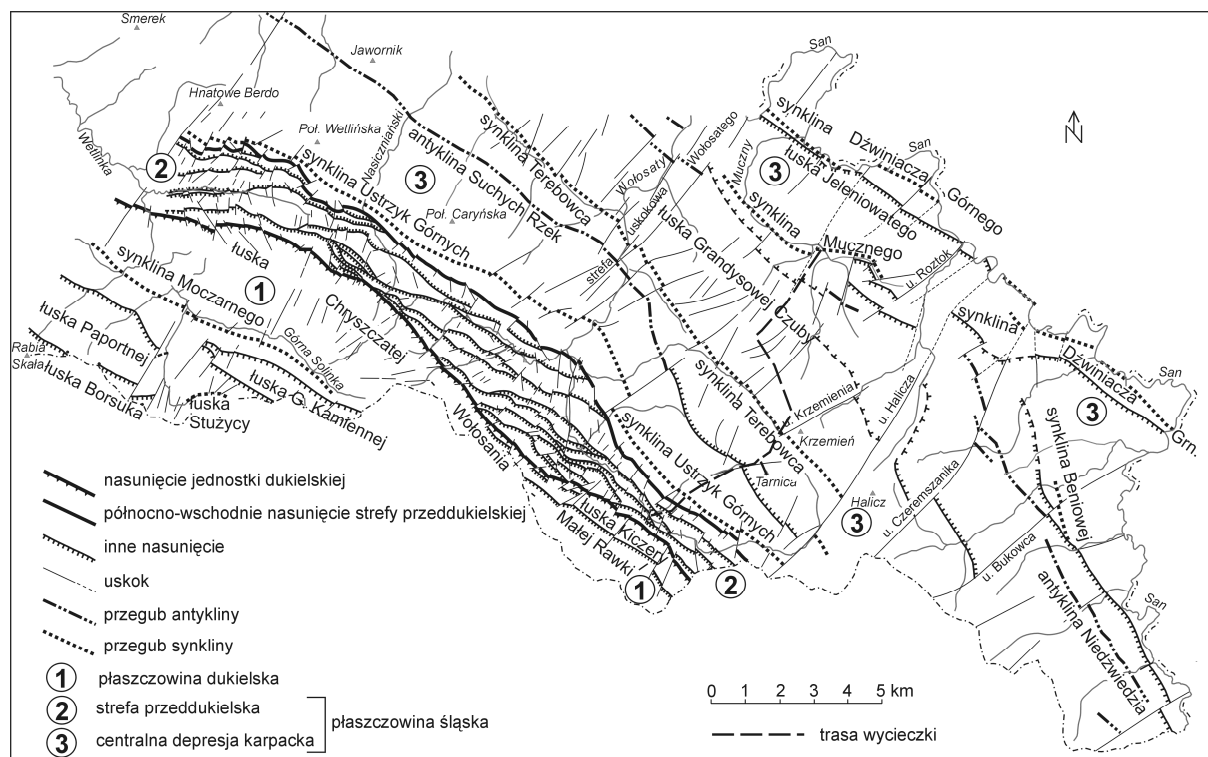
Rzeźba strukturalna Pasma Połonin; efekty ruchów masowych; relikty rzeźby przedczwartorzędowej

Trasa piesza ze stromymi podejściami. Powrót autokarem.

1. Bukowe Berdo – rzeźba strukturalna, układ grzbietów

Grzbiet Bukowego Berda wraz z widocznym na SW grzbietem Tarnicy – Szerokiego Wierchu tworzą twarde dwuramiennie pasmo Połonin o przebiegu NW–SE, oddzielone od innych pasm górskich na SW Obniżeniem Śródbieszczadzkim, a na NE – Obniżeniem Górnego Sanu.

Oba grzbiety leżą w obrębie centralnego synklinorium karpackiego należącego do jednostki śląskiej. Grzbiety buduje seria oddziału otryckiego warstw krośnieńskich, która osiąga tu maksymalnie 2000 m miąższości. Jest ona zbudowana z grubych (śr. 50-80 m miąższości) pakietów piaskowców otryckich i rozdzielających je seriei fliszu cienkoławicowego. Wąskie i głębokie subsekwentne obniżenie pomiędzy dwuramiennym Pasmem Połonin jest wycięte w serii drobno- i średniorytmicznej seriei łupków i piaskowców oddziału nadotryckiego warstw krośnieńskich.

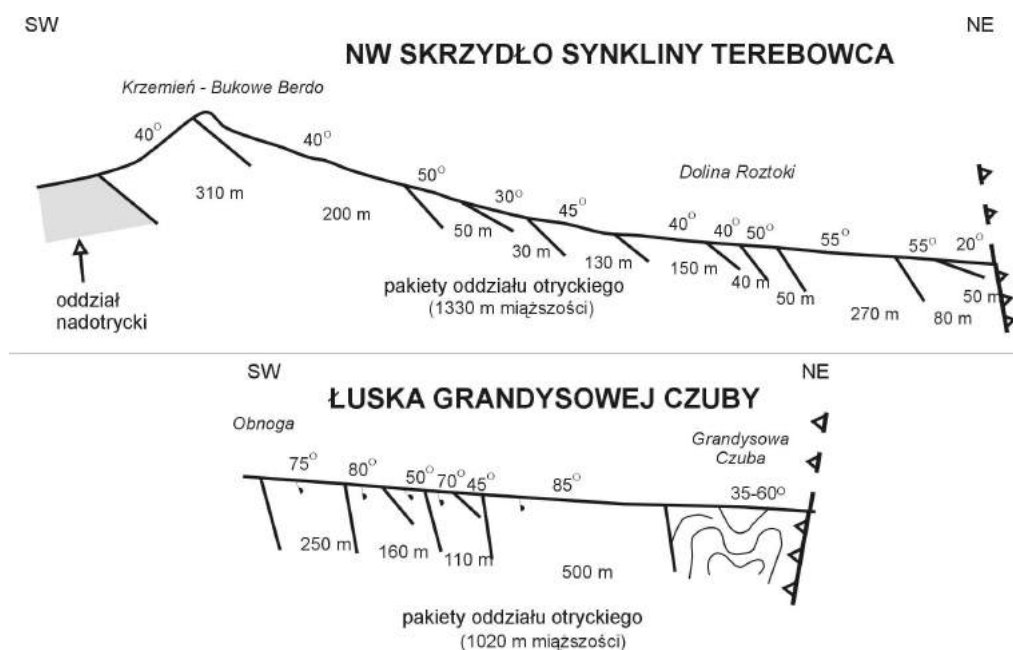


Ryc. 1. Mapa tektoniczna Bieszczadów Wysokich na obszarze Bieszczadzkiego Parku Narodowego (Haczewski i in., 2007)

Przebieg grzbietów w Bieszczadach Wysokich jest związany z głównymi kierunkami strukturalnymi tego obszaru. Struktury mają rozciągłość ok. 120° między Magurą Stuposiańską a Połoniną Wetlińską i stopniowo skręcają ku SE do kierunku ok. 160° w rejonie źródeł Sanu. W Paśmie Połonin i jego otoczeniu, takie kierunki mają synklina Dźwiniacza Górnego, łuska Jeleniowatego, synklina Mucznego, łuska Grandysowej Czuby i synklina Terebowca (Ryc. 1).

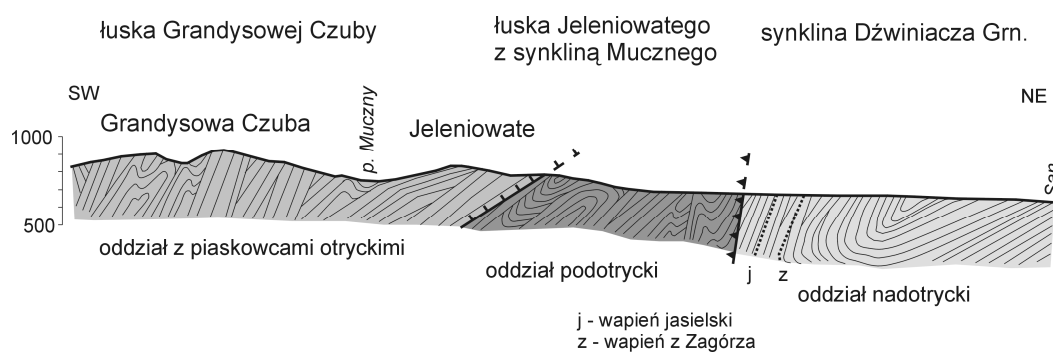
Grzbiet Bukowego Berda wraz z grzbietami bocznymi opadającymi na NE leży w obrębie NW skrzydła złuskowanej i asymetrycznej synkliny Terebowca i łuski Grandysowej Czuby (Fig. 3). Łuskę Grandysowej Czuby tworzy zapadająca stromo (60-80°) na NE odwrócona seria otrycka o miąższości 800-950 m. W synklinie Terebowca obok bardzo miąższej seriei oddziału otryckiego występu-

je seria warstw nadotryckich aż po poziomy wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza; w pobliżu jej przegubu płynie potok Terebowiec.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez NE skrzydło synkliny Terebowca i łuskę Grandysowej Czuby z miąższościami pakietów oddziału otryckiego

Z Bukowego Berda widoczny jest na NE grzbiet Jeleniowatego wraz z doliną potoku Muczne. Grzbiet Jeleniowatego tworzy płyta zbudowana z piaskowców oddziału otryckiego (ok. 350-450 m miąższości) zapadających na SW pod niewielkim kątem (fig. 3). NE część tego grzbietu jest zbudowana ze sfałdowanych i złuskowanych warstw oddziału podotryckiego. Dolina potoku Muczne leży w osi drugorzędnej synkliny, na którą nasunięta jest od SW kolejna łuska zbudowana z pakietów piaskowców otryckich.



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez łuskę Grandysowej Czuby, łuskę Jeleniowatego i synklinę Dźwiniacza Górnego wg. interpretacji K. Bąka

Bukowe Berdo – serie z piaskowcami otryckimi a morfologia grzbietów

Rzeźba grzbietów pasma Połonin jest uwarunkowana strukturalnie. Różnice w podatności na wietrzenie między pakietami piaskowców otryckich i rozdzielającym je fliszem cienkorytmicznym, różnice w kątach i kierunkach upadów warstw oraz duża zmienność miąższości pakietów otryckich są głównymi przyczynami różnic w morfologii grzbietów.

Na skalistym grzbiecie Bukowego Berda można obserwować wychodnie piaskowców otryckich, zapoznając się z ich cechami, które sprzyjały utworzeniu się grzbietów twardzielcowych. Widoczne są tutaj pojedyncze grube ławice (nawet powyżej 4 m miąższości) średnio i gruboziarnistych

piaskowców polimiktycznych o spoiwie krzemionkowo-węglanowym. W składzie piaskowców występują okruchy skaleni, łupków metamorficznych, ziarna kwarcu różnego typu, fragmenty piaskowców i mułowców, skały węglanowe i klasty łupkowe. Najczęściej są to ławice o strukturze bezładnej, z nieregularnymi smugami i soczewkami grubszych ziarn; występuje też uziarnienie frakcyjne, czasem powtarzające się parokrotnie w jednej ławicy. Można też zaobserwować oddzielność wzdłuż niewyraźnej laminacji płaskiej, falistej lub konwolutnej. Ławice piaskowców otryckich są przeważnie skupione w pakietach o grubości od kilkunastu do ok. 200 metrów. Bardzo nieliczne są w nich cienkie warstwy łupków i cienkoławicowych piaskowców. Pakiety otryckie cienieją i wyklinowują się a także rozdzielają lateralnie na stosunkowo niewielkim obszarze, co dobrze jest widoczne na grzbiecie Bukowego Berda, gdzie linia grzbietu głównego przechodzi obocznie z pakietu na pakiet.

Seria pakietów międzyotryckich zawiera w składzie piaskowce i mułowce cienko- i średnioławicowe typu krośnieńskiego (z licznym muskowitem) z marglistymi łupkami szarymi, ciemnoszarymi i brunatnymi oraz warstwami dolomitów żelazistych. Różnice w podatności na wietrzenie i erozję między pakietami otryckimi i międzyotryckimi są przyczyną powstania stoków krawędziowych na grzbiecie Bukowego Berda i innych grzbietach Pasma Połonin a także stoków schodowych (na grzbiecie Kińczyka Bukowskiego).

Kąty upadów warstw decydują o szerokości grzbiatów. Wąskie, skałkowe i niewyrównane grzbiety są związane z dużymi kątami upadu (Bukowe Berdo, Krzemień); grzbiety szerokie i płaskie utworzyły się na seriach o małych upadach (Szeroki Wierch, Wołowy Grzbiet).

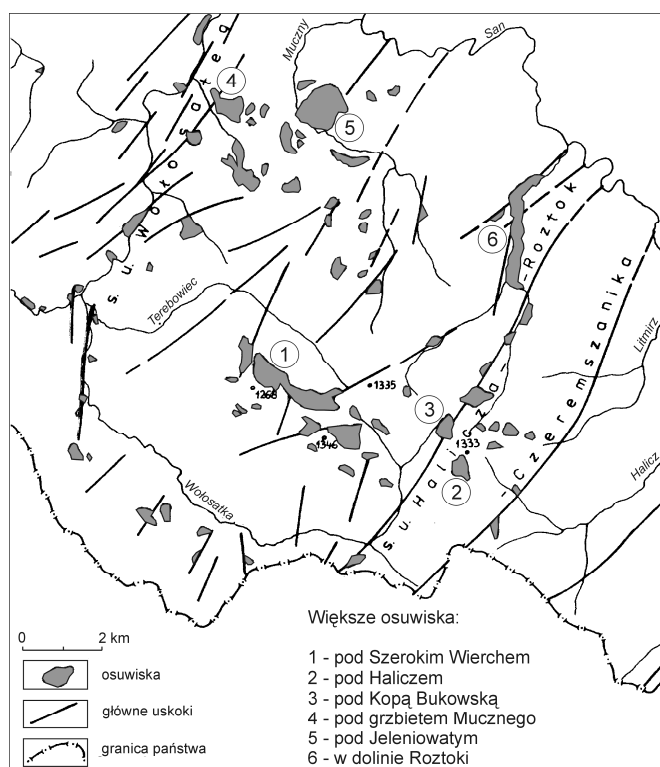
Charakterystycznym elementem grzbiatów są skałki, będące ostańcami wietrzeniowymi, formowanymi głównie w plejstocenie. Skałki o wysokościach do 15 m (najwyższa – na Połonie Bukowskiej) mają bardzo strome ściany, z gęstą siecią poziomych powierzchni równoległych (ujawniających głównie laminację falistą i poziomą oraz przebieg wstęg deformacyjnych), skośnych i pionowych (związanych z ciosem tektonicznym). Skałki ułożone są wzdłuż wychodni gruboławicowych piaskowców, a ich kształt nawiązuje ściśle do ułożenia warstw i gęstości spękań ciosowych.

U podnóży ścian skalnych pospolite są nagromadzenia blokowego rumoszu, będącego świadectwem cofania się ścian skalnych wskutek wietrzenia mrozowego (krioplanacji), z drugiej strony dowodzą one częściowej akumulacji tego rumoszu, pomimo jego soliflukcyjnego odprowadzania. Występują tam też nisze niwacyjne związane z dłuższym zaleganiem płatów śnieżnych. Na grzbiecie Bukowego Berda, Krzemienia, Kopy Bukowskiej, Halicza, Tarnicy i Kińczyka Bukowskiego u podnóży skalnych ścian (klifów mrozowych) występują wąskie spłaszczenia z pokrywą gruzową, które mogły mieć charakter teras krioplanacyjnych (Ziętara 1995), ale mogą one mieć również charakter strukturalny (Pękala 1969). Znaczącą rolę denudacji peryglacialnej w powstaniu tych form mogą potwierdzać nisze niwacyjne tworzące się nawet dziś u podstawy skałek, związane z dłuższym zaleganiem płatów śnieżnych (Pękala 1969, 1971).

Bukowe Berdo – osuwisko na Szerokim Wierchu (*Krzysztof Bąk*)

Na NE stoku Szerokiego Wierchu, w większości powyżej górnej granicy lasu (dobrze widocznych z Bukowego Berda) znajduje się zespół połączonych osuwisk, jeden z największych w Bieszczadzkiem Parku Narodowym (Ryc. 4); jest to pas o długości ponad 2 km i szerokości 100-400 m, o powierzchni ponad 1 km². Są to osuwiska głębokie (5-15 m), skalno-zwietrzelinowe, konsekwentno-strukturalne.

Ich nisze sięgają miejscami samej linii grzbietu a końce łap osuwiskowych schodzą do ok. 100 m poniżej górnej granicy lasu. Nisza jednego z tych osuwisk (widoczna przy szlaku z Tarnicy do Ustrzyk Górnych przez Szeroki Wierch) jest wysoka do 12 m; u jej podnóża ciągnie się rów rozpadlinowy, szeroki na 5 do 20 m i długi na ponad 500 m. Rów ten oddziela ścianę niszy od zsuniętych ku dolinie Terebowca potężnych pakietów skalnych, które w miarę oddalenia w dół stoku są coraz bardziej rozdzielone na bloki, po czym poniżej granicy lasu przekształcają się w rumowisko. W NW części Szerokiego Wierchu, gdzie warstwy pakietu otryckiego zalegają niemal poziomo, na



Ryc. 4. Osuwiska w Bieszczadach Wysokich pomiędzy doliną Wołosatego a doliną potoku Litmirz (wg. J. Kukulaka)

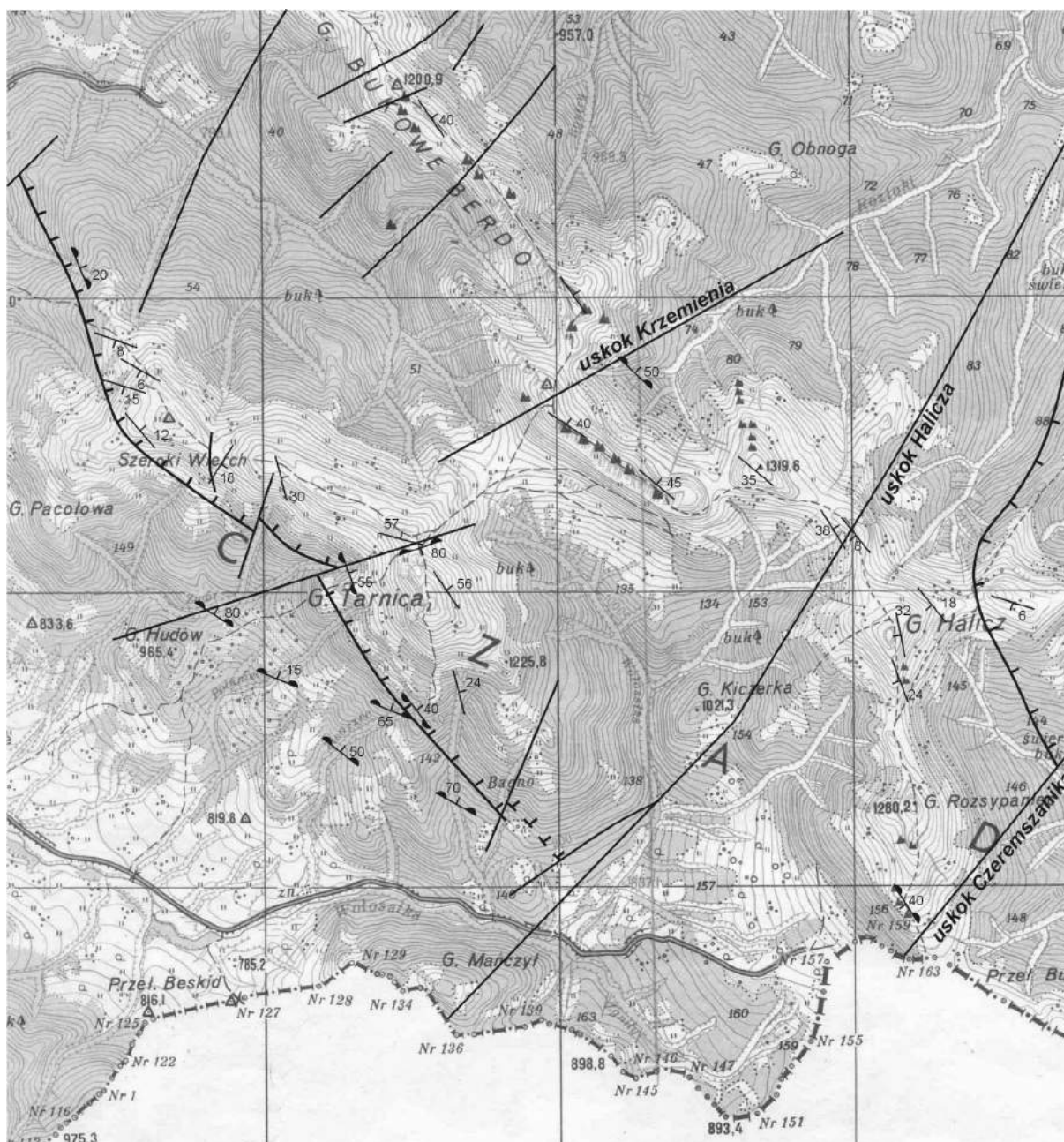
osuwiskowym stoku powstała bardzo regularna, kostkowa sieć wałów koluwalnych i dzielących je rowów. W SE części Szerokiego Wierchu, gdzie warstwy skalne są pochylone ku NE i SE układ tych form zmienia się bardziej na wachlarzowaty, z najdalszym przemieszczeniem pakietów w pobliżu źródeł pierwszego lewego dopływu Terebowca.

Krzemień, Siodło pod Tarnicą – uskoki poprzeczne w rzeźbie strukturalnej

Od doliny Wołosatego, aż po SE wschodnią granicę polskiej części Bieszczadów Wysokich fałdy i łuski tektoniczne są poprzecinane uskokami poprzecznymi, z których część grupuje się w strefach uskokowych (Ryc. 5). Jednym z uskoków poprzecznych jest zrzutowo-przesuwczy uskoku Krzemienia, który przebiega w pobliżu osi doliny lewego ramienia potoku Rostoki i przecina grzbiet Bukowego Berda i Krzemienia. Jest to uskoku o zrzuconym skrzydle SE; przesunięcia pakietów otryckich, widoczne na grzbiecie wynoszą ok. 25 m. Wzdłuż tego uskoku w górnym odcinku potoku Rostoki znajduje się małe osuwisko zboczowe.

Inny duży uskoku zrzutowo-przesuwczy, uskoku Halicza (Tokarski 1975), przesuwający o ok. 1 km wychodnię synkliny Terebowca i przedłużający się na północ w kulisową strefę uskoku w dolinie potoku Rostoki wpłynął na zmianę układu stoków krawędziowych i schodowych, wynikające ze zmiany kierunków upadu w obu skrzydłach uskoku (Ryc. 5). Grzędy na grzbietach położone na SE od tego uskoku mają strome ściany zwrócone przeciwnie niż grzędy na SW od uskoku Halicza. Inne jest też położenie osuwisk na stokach tych grzbietów; największe z nich, na stokach Halicza (Ryc. 4), mające charakter osuwisk konsekwento-strukturalnych są efektem ruchów masowych na stokach SW i NW.

Kolejny na SE uskoku poprzeczny przecina grzbiet Tarnicy – Szerokiego Wierchu. Ścieżka prowadząca z Przełęczy Goprowców do Wołosatego przebiega częściowo wzdłuż tego uskoku (Ryc. 5). Ma on charakter strefy o szerokości kilkudziesięciu metrów w obrębie, której został zaklinowany stromo zalegający pakiet serii z łupkami mułowcowymi i piaskowcami cienkoławicowymi (pakiet międzyotrycki). Duży kontrast litologiczny pomiędzy tym pakietem a otaczającą serią gruboławicowych piaskowców otryckich budujących Tarnicę i Szeroki Wierch, leżących prawie poziomo, było przyczyną wypreparowania szerokiej przełęczy (Siodło pod Tarnicą).



Ryc. 5. Mapa uskoku oraz położenie warstw w obrębie Pasma Połonin (zwróć uwagę na zmianę kierunku upadu warstw serii otryckiej na dwóch skrzydłach uskoku Halicza)

Tarnica – rumowiska, rozpadliny grawitacyjne

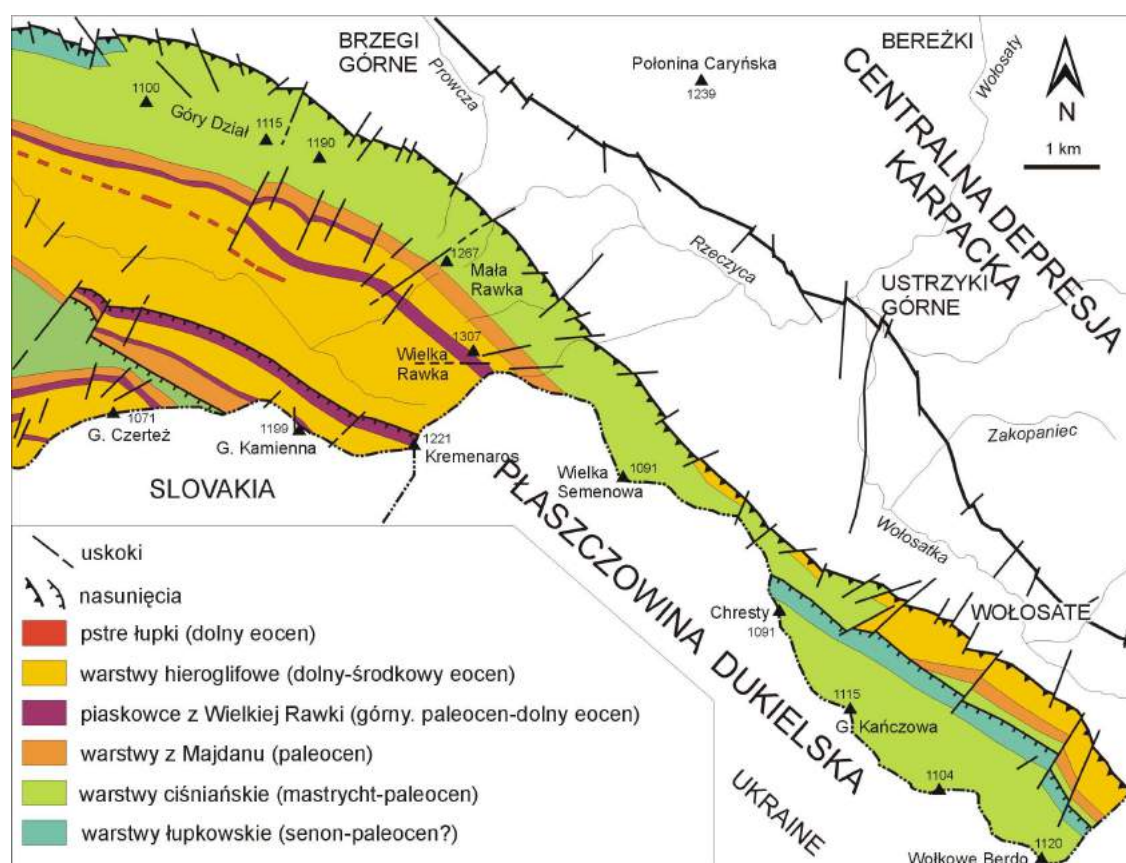
Na stokach Tarnicy występują pola rumowisk, które okrywają całą jej kopułę. Są one przykładem bardzo licznych rumowisk ponad górną granicą lasu, jakie występują na wierzchołkach i stokach grzbietów Pasma Połonin. Większość rumowisk na połoninach tworzyła się w warunkach klimatu peryglacjalnego ostatniego zlodowacenia i holocenu (Pękała 1969, 1971, 1997). W niższych częściach stoków powstały wówczas pokrywy zwietrzelinowe bardziej gliniaste (Pękała 1969; Kukulak 2001). Liczne języki rumowiskowe na SW stokach Krzemienia (widoczne bardzo dobrze z Tarnicy) mogą być najmłodszą, holoceniową generacją zwietrzelin blokowych biorąc pod uwagę wypukłe czoła tych języków, wypukły ich profil poprzeczny i przewagę grubszego rumoszu w sąsiedztwie skały macierzystej (Pękała 1969). Na kopule szczytowej Tarnicy możemy zaobserwować przyczynę powstawania dużych, ale stosunkowo cienkich bloków tworzących te rumowiska. Jest nią z jednej strony gęsta siatka spękań ciosowych, należąca przynajmniej do 2 zespołów ciosu, a z drugiej – gruba laminacja równoległa i falista.

Z obecnością spękań ciosowych w kopule szczytowej Tarnicy oraz ruchami masowymi na stoku związana jest też obecność rozpadliny o charakterze rowu grzbietowego, który ma długość ok. 100 m i głębokość kilku metrów. Przebiega on w szczytowej części kopuły Tarnicy i jest równoległy do grzbietu. Z systemem rozwartych szczelin ciosowych jest związana wąska jaskinia szczelinowa w kopule szczytowej Tarnicy. Podobny rów grzbietowy, ale znacznie głębszy, występuje w obniżeniu grzbietu między Kopą Bukowską a Haliczem. W tym drugim przypadku jest on pośrednio związany z przebiegiem dużego uskoku Halicza i spękań serii piaskowców otryckich w jego bezpośrednim sąsiedztwie.

Tarnica – widok na rzeźbę czoła płaszczowiny dukielskiej

Z Tarnicy można obserwować na stokach Pasma Granicznego wyraźny załom, związany z wychodnią powierzchni nasunięcia dwóch dużych jednostek tektonicznych, płaszczowiny dukielskiej i płaszczowiny śląskiej. Wschodnie skał brzeżnej części płaszczowiny dukielskiej, które stanowi głównie gruba (ok. 1200 m) seria warstw ciśnieńskich (z pakietami gruboławicowych piaskowców) i seria warstw hieroglifowych tworzą Pasma Graniczne (Ryc. 6).

Z kolei SW część płaszczowiny śląskiej tworzą silnie sfałdowane łupkowe serie tzw. strefy przeddukielskiej, szerokiej na 2-5 km. Ten kontrast litologiczny widoczny jest w postaci wyraźnego załomu na stokach Pasma Granicznego opadających w stronę doliny Wołosatki. Ma on dużą rozciągłość lateralną zarówno na obszarze Polski jak i Ukrainy (przynajmniej kilkudziesięciu kilometrów). Załom ten jest on podkreślony przez dolną granicę lasu, związaną z przedwojennym osadnictwem na tym obszarze. Prawie prostolinijny przebieg tego załomu świadczy o stromej powierzchni nasunięcia dukielskiego (od 45° do 70°). Jego czoło jest miejscami przecięte skośnie lub prostopadle niewielkimi uskokami przesuwczymi prawo- i lewoskrętnymi o prawie pionowych powierzchniach.



Ryc. 6. Mapa geologiczna płaszczowiny dukielskiej w Bieszczadach Wysokich (Haczewski i in., 2001)

Tarnica-Wołosate – relikty rzeźby przedczwartorzędowej

Problem obecności powierzchni zrównania i ich relacji do struktur podłoża został szczegółowo przedstawiony przez J. Kukulaka (2004; Ryc. 7). Najstarsze relikty rzeźby planacyjnej zachowały się w strefach wododziałowych najwyższych pasm, reprezentując poziom śródgórski (350-500 m), ale jego nachylenie nie naśladuje kierunku spadku Wołosatki. Poziom pogórski (150-270 m) zachował się na poprzecznych garbach w Obniżeniu śródbieszczadzkim i na grzbiecie Jeleniowatego. Najliczniejsze są spłaszczenia w poziomie dolinnym (30-100 m), który sięga do przełęczy Użockiej i przełęczy Beskid. Powierzchnie planacyjne zostały odmłodzone w plejstocenie w nawiązaniu do lokalnego zróżnicowania litologicznego i położenia warstw; pakiety piaskowców otryckich zostały wypreparowane w

postaci kuest, powodując podział starszych powierzchni planacyjnych na dwa poziomy. Brak jest dowodów w morfologii grzbietów i stoków na ruchy neotektoniczne na obszarze Bieszczadów Wysokich.

Przełęcz pomiędzy Krzemieniem a Tarnicą jest śladem poziomu śródgórskiego. Schodząc niebieskim szlakiem z przełęczy Siodło pod Tarnicy w kierunku Wołosatego mijamy również ślady powierzchni poziomu śródgórskiego w bezpośrednim sąsiedztwie Tarnicy. Poniżej dolnej granicy lasu, szlak przechodzi przez szerokie spłaszczenie wycięte w łupkowej serii strefy przeddukielskiej. Odpowiada ono poziomowi przydolinemu, który wg. Pękali może mieć charakter pedymentu. Poziom przydolinny widoczny jest też po SW stronie doliny Wołosatki na wierzchołkach zalesionych grzbietów pasma Granicznego (od Chrestów po Wołkowe Berdo). Po NE stronie doliny Wołosatki poziom dolinny został przekształcony przez Wołosatkę i jej dopływy w równinę erozyjno-akumulacyjną typu *glacis* (rozległa powierzchnia ześlizgowa). Wody kilku potoków spływających z obu Pasm niszczyły ten poziom i sypały w jego miejscu rozległe stożki napływowe (Pękala 1971, Henkiel 1972). Poziom ten zachował się również w obrębie najniższej przełęczy Obniżenia Śródbieszczadzkiego, na przełęczy Beskid (20-40 m nad Wołosatką); jest to ocalały fragment dna dawnej doliny rzecznej, o czym świadczą otoczaki znalezione na E zboczu przełęczy.

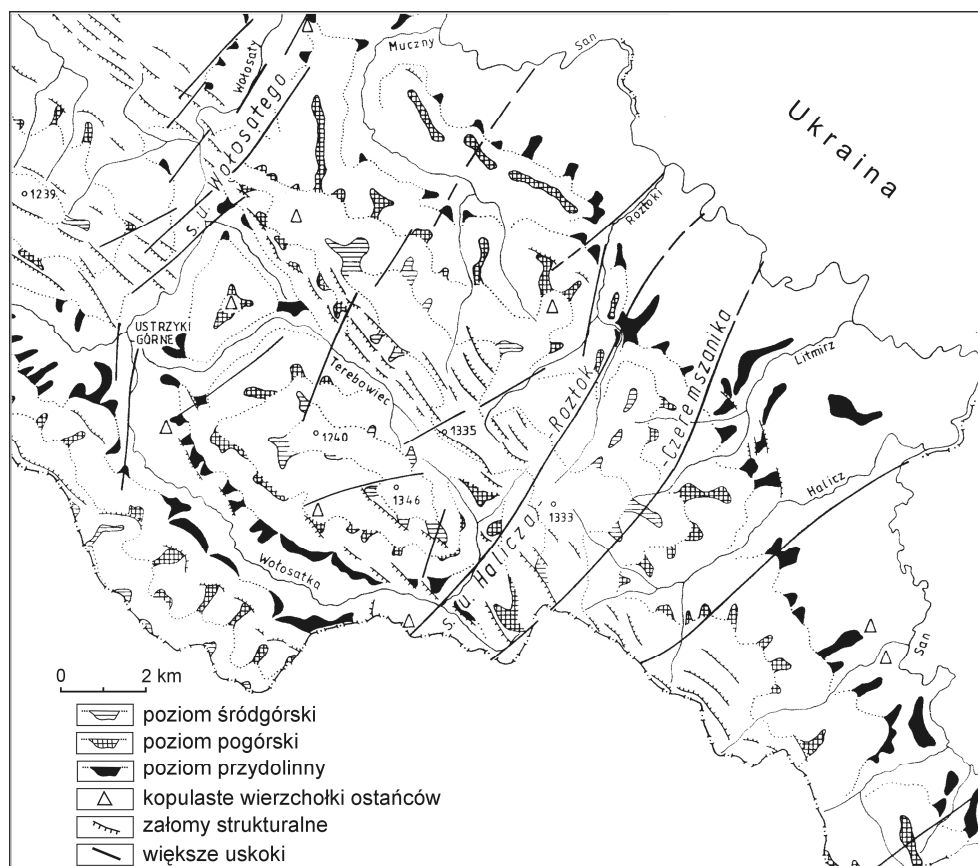


Fig. 7. Mapa relikwów starszej rzeźby planacyjnej w Bieszczadach Wysokich (Kukulak, 2004).

Piątek, 5 października

TRASA D: Muczne – Tarnawa Wyżna – Bukowiec – Beniowa – Sianki – Źródłiska Sanu – Muczne (Józef Kukulak)

Dolina Górnego Sanu: tarasy, aluwia i ich związek z działalnością człowieka, torfowisko, ślady osadnictwa

Trasa piesza, brodzenie w korytach rzek (buty gumowe!; powrót autokarem)

Torfowisko „Tarnawa Wyżna”

a) opis formy

Torfowisko jest usytuowane na lewobrzeżnej 5-6 metrowej terasie Sanu, bardzo blisko koryta rzeki (zaledwie 50- 80 m). Ma ok. 9 ha powierzchni, 7,25 m głębokości i kopułę o wysokości 3,5 - 5 m. Największą miąższość torfu stwierdzono wierceniami w centralnej części torfowiska, w poprzecznym przekroju torfowiska miąższość torfu szybko maleje w kierunku Sanu. Strefa największych miąższości i kształt kopuły mają bardziej zarys łagodnego łuku (rogala) narożami zwróconymi w stronę koryta rzeki. Od zachodu jest ograniczone niewielkim potokiem, natomiast od strony zboczy (południe i wschód) otaczają go podmokłe łąki z rowami odwadniającymi. Cała jego powierzchnia jest pokryta luźnym drzewostanem złożonym z sosen, świerków i brzoź. Jest torfowiskiem wciąż się rozwijającym. W jego sąsiedztwie (na północnym zachodzie) znajdują się jeszcze trzy mniejsze torfowiska wysokie.

b) cechy torfu

Torfowisko ma już bogatą dokumentację analiz składu gatunkowego, stopnia rozkładu i popielności torfu oraz wydатовane są jego stratygraficzne poziomy przyrostowe (prace Ralskiej-Jasiewiczowej 1969, 1972, 1980, 1989, Marka i Pałczyńskiego 1962). W tych pracach wynika, że w jego spągowej części torf jest silnie rozłożony, datowany na *alleröd* ($11\,360 \pm 170$ lat BP). W młodszym *driasie* i *boreale* były okresowe przerwy w przyroście torfu, ponieważ w dolnej części jego pionowego profilu są przewarstwienia torfu mułem i piaskiem. Młodsza, wyższa część profilu (od głęb. 5,55 do 3,360 m) jest kontynuacją przyrostu torfu niskiego turzycowego (starsza część okresu *atlantyckiego*), który stopniowo przechodził w torf wysoki drzewny (młodszy *atlantycki*). W *subboreale* było ono już w pełni torfowiskiem wysokim (3,60 – 2,20 m), podobnie jak w *subbatalntyku* (2,20 – strop), z coraz większym udziałem udziału mchów w jego biomasie. Roślinami budującymi torf były wówczas głównie torfowce, *wełnianka* oraz *krzewinki* z rodziny *wrzosowatych*.

c) zapis działalności człowieka

Ślady działalności człowieka w Bieszczadach datuje się w profilu tego torfowiska już od neolitu (Ralska-Jasiewiczowa 1980, 1989), ale dowodzą one jedynie okresowych migracji i penetracji tego obszaru a nie siedzib stałych. Z ówczesną działalnością człowieka mogły wiązać się zmiany szaty leśnej, a nie mają one potwierdzenia w modyfikacji typu aluwii Sanu. W diagramie pyłkowym tego torfowiska największa koncentracja flory *synantropijnej* występuje w jego stropowym odcinku (ok. 30-40 cm głębokości). Udział pyłku roślin towarzyszących człowiekowi i jego gospodarce rolnej gwałtownie tam wzrasta. W tej części diagramu zaznaczają się kulminacje udziału pyłków traw i roślin łąkowych, które są dowodem znaczącej redukcji okolicznych lasów. Z wyrębami może mieć również związek wyraźny ubytek pyłku buka, jodły i grabu. Natomiast duże ilości pyłku wszystkich rodzajów zbóż wskazują na intensyfikację upraw rolniczych. Większy jest również udział brzozy, a zwłaszcza pyłku olszy, dowodząc masowego zarastania przez ten gatunek *wylesionych równin nad-rzecznych*. Synchroniczność zmiany flory w diagramach pyłkowych torfowisk z gospodarką człowieka potwierdza się także w wielkości przyrostu biomasy torfowej. Uwzględniając tempo przyrostu najmłodszych warstw torfu (1,04 mm/rok) i równoczesną kompaktację całego złoża torfu to początek „*odcinka antropogenicznego*” profilu można odnieść czasowo na ok. XVI/XVII w.

d) geneza osadów

Jest to prawdopodobnie najstarsze torfowisko nad Sanem Jego powstanie wiąże się z przebiegiem procesów korytowych w dolinie Sanu w późnym glacie i holocenie. Powstało bowiem na równinie zawała Sanu, prawdopodobnie zaczęło się rozwijać w starorzeczu rzeki, początkowo jako torfowisko niskie. W pierwszych fazach jego rozwoju było ono nawet zamulane podczas wezbrań Sanu. Osady powodziowe o miąższości 60-65 cm (na głęb. pomiędzy 6.10 m a 5.50 m) rozdzielają torf o wieku 8730 ± 140 lat BP od 7840 ± 100 lat BP (Ralska-Jasiewiczowa 1972). Dopiero pogłębienie koryta Sanu i odcięcie torfowiska od zasilania wodami rzecznyymi przekształciło się ono w torfowisko wysokie. Bezpośrednim podłożem torfu w strefie najgłębszej, rozpoznany sondami, są ciemne muły przechodzące stopniowo w niebieskie piaski drobne i grube ze żwirami. Po obu stronach łuku największych miąższości torfu występuje podłoże silnie wzbogacone w niebieski, tłusty, zbity ił. Jest on prawdopodobnie oznaką wychodni rozłazowanych silnie łupków ilastych i mułowcowych w cokole terasy. Ponadto ku brzegom Sanu podtorfowiskowy materiał rzeczny jest coraz grubszy.

Beniowa – węgle drzewne w aluwiach terasy zalewowej

a) rodzaj osadów

Materiałem pożarowym w warstwie mady są zwęglone części drzew (głównie gałęzie, korzenie, kora, szyszki) oraz pył z węgla drzewnego. Podrzednie występują również zwęglone: żywica, huba i sklerocje grzybów. Rzadko są to duże okruchy (dłuższe od 1 cm), większość to drobne węgielki (0,2-0,5 cm), trudno oznaczalne taksonomicznie. Duża część materiału pożarowego jest szczątkami drzew spalonymi jedynie częściowo, o zwęglonej warstwie zewnętrznej ale o wnętrzu prawie nie zmienionym. Okruchy węgla drzewnego zalegają w madzie w różnych skupieniach, rzadziej w warstwach, częściej w soczewkach, a najczęściej są luźno rozproszone, tworząc jedynie widoczny poziom węglem wzbogacony. Rozprzestrzenienie i koncentracja węgla w profilach mady nie jest równomierna. Pył i okruchy węgla występują na całej długości doliny oraz w dopływach Sanu. Świadczy to o dużej rozległości obszaru objętego spalaniem drewna.

b) cechy osadów

W pionowym profilu mady wyróżniają się dwa poziomy koncentracji materiału pożarowego: bardziej bogaty w spagowej warstwie szczątków drzew i mniej obfity w górnej połowie profilu. W dolnym poziomie materiał pożarowy występuje wśród szczątków drzew niezwęglonych, w poziomie górnym towarzyszy drobnym szczątkom drewna. Koncentracja węgla i pyłu drzewnego wzrasta w drobniejszych frakcjach osadu mineralnego.

Okruchy węgla, oznaczone taksonomicznie (6 próbek), mają słabo zróżnicowany skład gatunkowy. Węgla pochodzą głównie ze spalonych drzew iglastych (jodły i świerka), mniej z buka. Węgla z olszy i klonu występują podrzednie. Prawie we wszystkich stanowiskach pomiarowych wzdłuż Sanu skład węgla jest bardzo podobny. Dominacja węgla z jodły może wynikać z większej względnej trwałości węgla z tego drzewa w aluwiach. Szczątki innych taksonów mogły się nie zachować ponieważ są naturalnie mniej trwałe lub stać się tworzywem węgla drobnego i pyłu węglowego. Na podstawie składu węgla nie można ustalić jednoznacznie składu drzewostanu w okolicach badanych stanowisk, zwłaszcza udziału ilościowego poszczególnych gatunków.

c) zapis działalności człowieka

Węgla są śladem działalności człowieka, ponieważ nie ma ich w osadach starszych, a w aluwiach współczesnych występują śladowo. Są one obecne natomiast w glinach zboczowych (pokrywie glebowej) i deluwialnych na terasach. Brakuje ich także w profilach torfowisk (poza torfowiskiem Tarnawa Wyżna, gdzie są śladem pożaru torfowiska z lat 1927-31). Obecność węgla w aluwiach można uznać za ślad stosowania żarowego sposobu gospodarki przez pierwsze generacje stałych osadników kolonizujących Bieszczady na przełomie średniowiecza i czasów nowożytnych. Wypalanie lasów w dolinach miało na celu uzyskanie terenów pod osadnictwo i uprawę roli. Synchroniczność tych zdarzeń potwierdza wiek bezwzględny (metodą C-14) węgla z Beniowej 122 ± 60 lat BP (1660, 1800 AD), Mucznego 380 ± 70 lat BP (1420, 1650 AD) i Tarnawy Niżnej 180 ± 60 lat BP (1640, 1950 AD).

d) pochodzenie osadów

Węgiel drzewny i pył węglowy zostały spłukane z terenów użytkowanych i pogrzebane w osadach rzecznych razem z mineralnymi. Dużą koncentrację materiału pożarowego w spągu mady można przypisać największemu stosowaniu gospodarki żarowej w początkach kolonizacji (XVI-XVII w.), węgle ze środkowej części mady są zapewne oznaką spalania drewna już na węgiel drzewny w celach przemysłowych w XVIII-XIX w. Głównym ich źródłem były funkcjonujące w XVIII-XIX w. leśne potażarnie (m.in. w Siankach, Beniowej, Tarnawie Wyżnej, Dźwiniaczu Górnym, Smolniku).

Beniowa – osady laminowane w podłużnym profilu terasy

a) rodzaj osadów

Osady laminowane zajmują erozyjną rynnę koryta Sanu wyciętą w terasie zalewowej. Jest to seria osadów rytmicznie laminowanych, na przemian mineralnych (głównie mułkowo-piaszczystych) z organicznymi (głównie szczątków roślinnych), z miąższą nadbudową osadu bezstrukturalnego w stropie. Większość poszczególnych warstw w tej serii jest cieńsza od 1 cm. Charakterystyczną ich cechą, poza rytmią typu osadów, jest duży udział materiału roślinnego w budowie. Materiałem tym są głównie szczątki drewna: igły, liście, kora, nasiona i owoce, drobne gałązki oraz pędy krzewinek i resztki traw. Pojedynczo są również wśród nich grubsze drewna lub szczątki owadów i grzybów. Rozmiary tej serii w Beniowej wynoszą: długość do 200 m, szerokość do 20 m (możliwe nawet 80 m), miąższość do 2,1 m. Pełny profil tych osadów odsłania się dziś na prawym brzegu rzeki.

b) cechy osadów

Pełny ich profil składa się z dwóch nałożonych na siebie serii osadów o podobnej sekwencji warstw: dolnej (ok. 1,4-1,6 m) i górnej (0,5-0,7m). Osady serii dolnej są ścięte erozyjnie i nadbudowane serią górną. Szczególnie regularną budowę ma seria dolna. W jej niższej części (ok. 0,7 m miąższości) osady są bardzo wyraźnie warstwowane, w części wyższej (0,7-1,4 m) warstwowanie słabnie i osad stopniowo staje się bezstrukturalny. W spągu tej serii pozioma rozciągłość pojedynczych lamin przekracza nawet 60 m, laminy wyżej leżące są coraz krótsze. Miąższość warstewek osadów mineralnych w tej części serii waha się od 2 do 10 cm, a organicznych od 0,5 do 5 cm. Ku górze wzrasta miąższość warstewek obu typów osadów, ale materiał jest w nich słabiej wysortowany. W profilu tej serii występują nawet 33 warstwy materiału roślinnego grubsze od 1cm. W dolnej części serii występują na przemian tylko dwa typy osadów: ilasto-mułkowe i organiczne. W wyższej części serii trzecim członem rytmu sedymentacyjnego są laminy piaszczyste, a ich układ jest następujący: lamina piaszczysta – mułkowa – organiczna. Strefa przejściowa osadów laminowanych w bezstrukturalne podnosi się na profilu podłużnym serii z biegiem rzeki. Analogicznie do jej przebiegu wzrasta w tym kierunku liczba pełnych cykli rytmicznej sedymentacji osadów od 8-10 w strefie proksymalnej do 12-16 w części dystalnej. Sekwencję warstw wyższej serii tworzą od spągu: gruboziarniste piaski (0,1 m), laminy osadu mineralnego i organicznego (0,3 m) z makroskopowymi szczątkami drzew oraz pokrywa bezstrukturalna (0,3 m). Miąższości warstw serii górnej są przestrzennie zmienne, miejscami prawie w całości jest ona osadem bezstrukturalnym.

c) zapis działalności człowieka

Budowa i skład osadów tych serii wskazują, że formowały się one w lokalnym zbiorniku zaporowym, który został wypełniony osadami do poziomu przyległej terasy, natomiast lokalizacja osadów pozwala sądzić, że zbiornik ten był sztuczny. Mimo przylegania do stromego lewego zbocza dno doliny jest tu zbyt szerokie by San nie opłynął koluwiów lub zapór z kłód. Okres funkcjonowania tego zbiornika oraz tempo jego zamulenia dają się w przybliżeniu określić datowaniem zalegających w nich szczątków roślinnych, zapisami historycznymi oraz analizą rytmów sedymentacyjnych.

Z planów katastralnych (1852 r.) wynika, że bezpośrednio poniżej górnego stanowiska osadów laminowanych istniały dawniej obok siebie tartak wodny i młyn wodny. Zbudowano je na prawym brzegu Sanu w miejscu zwanym Krywula. Nie jest znana data ich budowy, były rejestrowane po raz pierwszy w 1852 r., a funkcjonowały jeszcze w 1901 r. Wówczas w miejscu laminowanych osadów istniał sztuczny zbiornik zaporowy, niezbędny dla obu tych zakładów. Synchroniczność powstania laminowanych osadów z okresem funkcjonowania zakładów wodnych ma potwierdzenie również w wieku bezwzględny (metodą C-14) szczątków drewna ze spągu tych serii dolnej: 150 ± 120 lat BP (1700, 1920 AD). W warstwach tych szczątków są nawet pojedyncze wióry z ciosanego drewna. Jest to sugestia, że zbiornik ten istniał już na początku XIX w. i wówczas zaczęły się w nim gromadzić

osady. Wypełnienie osadami zbiornika w Beniowej aż po krawędzie terasy dowodzi, że jego przegroda trwała aż do końca wypełniania. Moment całkowitego wypełnienia basenów nie oznaczał jednak zaprzestania ich funkcjonalności. Wody Sanu mogły nadal odpływać utrwalonymi młynówkami ze swojego poziomu spiętrzenia do działających zakładów wodnych. Tym samym długotrwałość w nich sedimentacji nie można całkowicie utożsamiać z długotrwałością działalności tych zakładów. Mają one synchroniczny jedynie początek funkcjonalności. Żywotność basenu jest zwykle dużo krótsza niż tartaku lub młyna.

d) pochodzenie osadów

Zbiornik w Beniowej był pułapką dla osadów transportowanych przez Sanu, które zaczęły go stopniowo wypełniać, zwłaszcza w czasie wezbrań. Dostarczony do zbiornika materiał ulegał sortowaniu według wielkości ziarna i ciężaru składników. W strefie cofki zbiornika gromadził się osad grubszy, a bliżej przegrody drobniejszy, głównie opadający z zawiesiny. W czasie każdej dużej dostawy powstawała warstwa osadu na całej długości zbiornika, a cykl ten powtarzał się wielokrotnie. Powierzchnia erozyjnego ściecia między serią dolną a górną świadczy o okresowym usunięciu przegrody lub o sztucznym pogłębieniu zbiornika, a być może o późniejszej nadbudowie przegrody. Po ostatecznej likwidacji tamy (prawdopodobnie w 1946-47 r.) osady zbiornika zostały rozcięte przez San i obecnie są szybko usuwane przez erozję boczną.

Beniowa – cmentarz

a) stan obecny

Na wysokim lewym brzegu Sanu, na terenie d. wsi Beniowa, znajduje się dziś ogrodzony drewnianymi żerdziami rozległy teren cmentarny, obejmujący również ruiny cerkwi. Jest zadrzewiony. W obrębie ogrodzonego terenu znajdują się obszerne fragmenty dwóch dawnych cmentarzy: cerkiewnego i grzebalnego. Cmentarz cerkiewny zajmował teren bezpośrednio przyległy do cerkwi od południa i północy. Cmentarz grzebalny znajdował się od nich bardziej na zachód (nawet za dawną drogą wiejską). Po wielkich zniszczeniach powojennych ocalałe fragmenty cmentarzy społecznie uporządkowano i odnowiono w latach 90. XX wieku (m.in. restauracja i konserwacja nagrobków, uporządkowanie ruin cerkwi, budowa ogrodzenia cmentarza i informacyjnej tablicy z opisem historii tego miejsca i szkicem cerkwi).

b) opis cmentarza

Na dawnym cmentarzu cerkiewnym znajduje się dziś 13 nagrobków. Większość z nich ma piaskowcowe cokoły, na których stały dawnej żeliwne lub kamienne krzyże. Kilka nagrobków jest betonowych. Znajdują się tu również nagrobki o osobliwych, symbolicznych zdobieniach, np. z dzbanem i kwiatem, scenami figuralnymi. Na kilku nagrobkach zachowały się inskrypcje w języku ukraińskim (rusińskim) z datami sprzed II wojny światowej. W części cmentarza grzebalnego przetrwało jedynie kilka nagrobków. Położenie ostatniej (z 1909 r.) drewnianej grecko-katolickiej cerkwi (spalonej w 1947 r.) znaczy dobrze zachowana jej podmurówka z bloków piaskowcowych. W jej obrębie znajdują się dwa kute żelazne krzyże z kopułą spalanej cerkwi oraz kamienny blok (w kształcie łodzi) z wykutym na nim bocznie wizerunkiem ryby.

c) historia wsi

Cmentarze: cerkiewny i grzebalny były usytuowane w środkowej części d. wsi Beniowa, ok., 0, 5 km na północny-zachód od dworu. Wieś rozciągała się wzdłuż Sanu, jej północna i środkowa część na lewym brzegu rzeki, a część południowa na brzegu prawym (przysiółek Krywula). Wieś ta istniała w dobrach Piotra Kmity od 1580 roku, przestała istnieć w wyniku wysiedleń ludności w 1946 r. i ostatecznym spaleniu budynków w 1947 r. W okresie międzywojennym było w niej około 100 domów i liczyła 600-800 mieszkańców. Jej mieszkańcami byli w zdecydowanej większości Rusini (Bojkowie), należący do obrządku greckokatolickiego. Niewielu było Polaków i okresowo Żydów. We tej rolniczej wsi funkcjonowały okresowo w XIX i XX w.: dwór i folwark (do 1848 r.), dwa tartaki wodne i jeden parowy, młyn wodny, kuźnia, huta szkła, łubnia, potasznia (Negryłów) oraz kolejka wąskotorowa. Zachowanymi śladami tej wsi są dziś, oprócz cmentarza, także trzy krzyże przydrożne i kapliczka (wzdłuż drogi przez wieś), nasyp kolejki wąskotorowej, kamienne przyczółki mostu przez San, stara

samotna lipa blisko cmentarza. Cmentarze były miejscem pochówku mieszkańców tylko Beniowej, obie sąsiednie wsie (Sianki i Bukowiec) miały w tym czasie własne cmentarze.



Przy odsłonięciu osadów wypełniających dawny zbiornik w Beniowej

(fot. J. Zawiejska)



Widok satelitalny Bieszczadów Wysokich (GoogleEarth)



Przy wypływie ropy we wsi Żołobek.

(fot. M. Długosz)



Na Połonie Wetlińskiej

(fot. M. Długosz)

TRASA E: Dolina Wołosatego – Dolina Wetlinki w Starym Siole – Dolina Górnej Wetlinki – Połonina Wetlińska – Brzegi Górne

Naturalny wypływ ropy naftowej, rzeźba koryt skalnych, rzeźba strukturalna na tle geologii Obniżenia Śródbieszczadzkiego, rzeźba czoła nasunięcia płaszczowiny dukielskiej

Trasa autokarowa i krótka wycieczka piesza ze stromymi podejściami. Powrót autokarem z Brzegów Górnych

Stuposiany – naturalny wypływ ropy (Grzegorz Haczewski)

W lewym brzegu potoku Wołosatego powyżej Stuposian obserwujemy miejsce, gdzie z dna koryta wydostają się obficie krople ropy naftowej. Wypływ ropy jest bardziej wydajny przy wysokich temperaturach, w czasie chłódów może być trudniejszy do zaobserwowania. Ropa wydostaje się z podotryckiej części warstw krośnieńskich wzdłuż spękań. Ten wypływ ropy i inne w sąsiedztwie stały się w 19. wieku powodem założenia tu kopalni ropy wydobywającej do „12 dużych beczek dziennie”.

Pszczeliny – formy erozyjne koryt skalnych (Grzegorz Haczewski)

W korycie potoku Wołosatego, ok. 70 m poniżej mostu drogowego obserwujemy zespół form erozyjnych związanych z abrazyjnym działaniem piasku niesionego w zawieszynie przez wezbraną rzekę i wprawianego w intensywny ruch wirowy. Są tu rynny eworsyjne i kotły eworsyjne, czyli marmity. Największy z występujących tu marmitów jest obserwowany od roku 1971. Jest to pionowe zagłębienie o średnicy ok. 23 cm i głębokości 73 cm. W czasie obserwacji jego głębokość wzrosła o 10 cm. Na ścianach występuje spiralna bruzda, ślad zstępującego strumienia wody, a na dnie powstał ostry wzgórek centralny. Marmit powstał za wybitnym zębem skalnym wzniesionym na blisko metr ponad normalny poziom wody. W czasie wezbrania ząb wymusza powstanie wiru o pionowej osi, który umożliwia rozwój marmitu. Marmit rozwinął się wzdłuż powierzchni pionowego spękania. Spękanie to w ostatnich latach rozszerzało się nieodwracalnie przy udziale drobnych fragmentów skalnych silnie klinujących się w szczelinie rozszerzanej w czasie wezbrań, najpewniej pod wpływem różnicy ciśnień wywołanej obecnością przeszkody jaką jest ząb skalny w głównym nurcie. Rozszerzanie szczeliny jest przykładem mechanizmu wrywania bloków skalnych z koryta. W wyniku tego mechanizmu marmit może w najbliższym czasie stać się rozłamanym marmitem („breached pothole” wg Richardsona i Carlinga 2005), gdy odspojony blok przewróci się w czasie kolejnego wezbrania.

Na przykładzie widocznych tu form rzeźby koryta skalne przedstawione zostaną podstawy typologii form rzeźby koryt skalnych według wspomnianych autorów.

Wetlina-Stare Sioło – budowa geologiczna strefy przeddukielskiej (Grzegorz Haczewski)

W korycie Wetlinki obserwujemy odsłonięcia serii skalnych, w których rozwinęło się Obniżenie Śródbieszczadzkie. Jest to seria oligoceńskich warstw przejściowych jednostki śląskiej. Przeważają tu łupki margliste i łupki ciemne, mułowce i cienkoławicowe piaskowce typu krośnieńskiego. Charakterystyczna jest obecność pojedynczych warstw silnie scementowanych dolomitów żelazistych. Widoczne tu warstwy są silnie sfałdowane i złuskowane. W warstwach piaskowców, mułowców i dolomitów żelazistych rozwinięte są liczne zespoły spękań ciosowych. Wąskopromiennym fałdom i nasunięciom towarzyszą liczne żyły włóknistego kalcytu rysy i lustra tektoniczne, budinaż i inne formy deformacji plastycznej. W otwartych spękaniach spotyka się duże kryształy kalcytu mlecznego lub przezroczystego. Częsty jest w żyłach asfaltyt i drobne kryształki kwarcu o postaci słupów z dwustronnymi piramidalnymi zakończeniami, tzw. diamenty marmaroskie. W ciemnych łupkach występują silnie scementowane skupienia piaskowcowe zwane wirowcami.

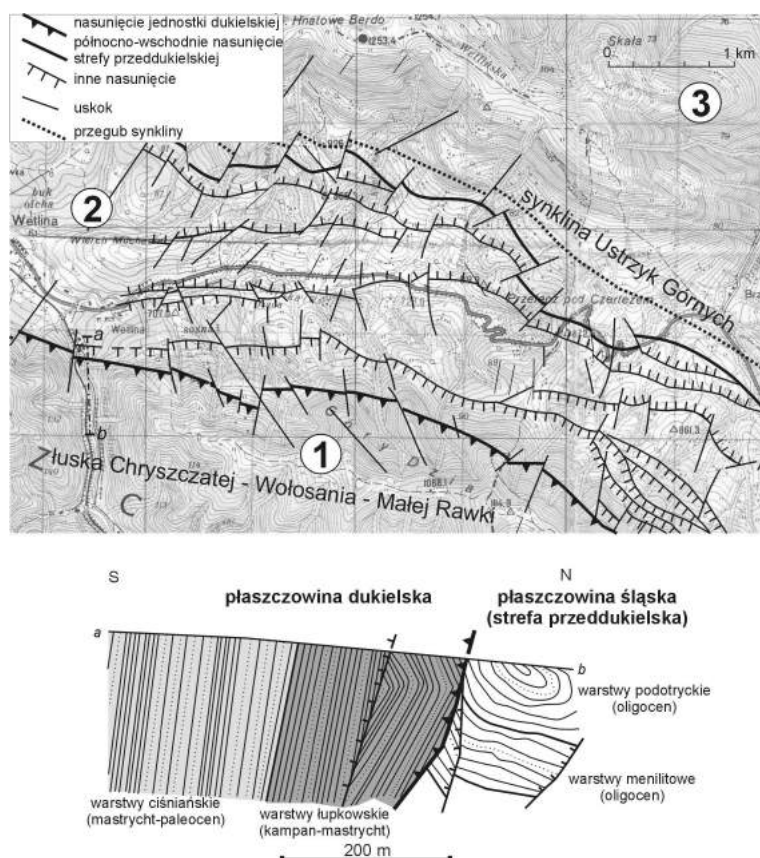
Widoczne w tych odsłonięciach serie skalne są podatne na wietrzenie i erozję, dzięki czemu na wychodni strefy przeddukielskiej rozwinął się ciąg obniżeń nazywanych łącznie Obniżeniem Śródbieszczadzkim. Składają się nie niezbyt długie doliny subsekwentne odwadniane przez rzeki

płynące w poprzek Pasma Połonin wybitnymi przełomami strukturalnymi Wołosatego, Prowczy, Wetlinki i Solinki. Przełomy mają stare założenia, związane z rozwojem starszych etapów rzeźby. Przełom Wołosatego wykorzystuje uskoki składające się na dużą strefę uskokuwą, podczas gdy w przełomie Prowczy (nazywanej też na tym odcinku potokiem Nasiczniańskim) uskoki poprzeczne praktycznie nie występują.

W rzeźbie Obniżenia Śródbieszczadzkiego zaznaczają się lokalnie pakiety piaskowcowe. Grubsze z nich, do parudziesięciu metrów budują kopiaste wzgórza (np. Szybenica nad Hotelem Górskim w Wetlinie i wzniesienia po południowej stronie Przełęczy Wyżnej). Kilkumetrowe pakiety piaskowcowe zaznaczają się progami i wodospadami w potokach oraz ostrymi grzędami skalnymi, zwłaszcza u podnóża stoków Pasma Połonin.

Dolina Górnej Solinki w Wetlinie-Osady – granica nasunięcia płaszczowiny dukielskiej (Krzysztof Bąk)

W korycie Górnej Solinki, w rejonie mostu nieczynnej kolejki wąskotorowej można zobaczyć odsłonięcia serii skalnych związanych z nasunięciem jednej z płaszczowin Karpat Zewnętrznych, płaszczowiny dukielskiej (fig. 8). Przed czołem płaszczowiny dukielskiej odsłaniają się serie cienkorytmicznego fliszu oddziału podotryckiego warstw krośnieńskich (oligocen), należące do południowej części płaszczowiny śląskiej, tzw. strefy przeddukielskiej. Serie te tworzą drobnoziarniste piaskowce i mułowce muskowitowe, łupki margliste oraz ławice żółtawiejących dolomitów żelazistych.



Ryc. 8. Mapa geologiczna i przekrój geologiczny czoła płaszczowiny dukielskiej i strefy przeddukielskiej w rejonie Wetliny–Osady; 1 – płaszczowina dukielska; 2, 3 – płaszczowina śląska: 2 – strefa przeddukielska, 3 – centralna depresja karpacka

Czoło nasunięcia dukielskiego jest w tej części przecięte poprzecznym uskoki przesuwczym, który w swoim wschodnim skrzydle przesuwuje serie oddziału podotryckiego na południe (Ryc. 8). Uskok ten przebiega wzdłuż zachodniego zbocza ujściowego odcinka doliny Górnej Solinki. Tuż przed czołem nasunięcia płaszczowiny dukielskiej, w korycie znajdują się duże (ok. 1-2 m średnicy), dobrze obtoczone bloki piaskowców drobnoziarnistych o spoiwie krzemionkowym, reprezentujące

jeden z typów warstw łupkowych (kampan – mastrycht) budujących czoło płaszczowiny dukielskiej na tym obszarze. Podobne bloki piaskowców występują również w innych dolinach, niezależnie od formacji budującej czołową część płaszczowiny; są one nazywane „piaskowcami łożyskowymi” ze względu na ich pozycję przed czołem nasunięcia i prawdopodobny związek z transportem tektonicznym płaszczowiny.

Czoło płaszczowiny dukielskiej tworzy w dolinie Górnej Solinki średniorytmiczny flisz warstw łupkowych, których charakterystyczną cechą jest obecność ciemnoszarych i czarnych piaskowców, głównie drobnoziarnistych, o różnym typie spoiwa (głównie węglanowym) oraz czarnych i ciemnoszarych łupkach ilastych. Piaskowce są silnie spękane (spękania są wypełnione kalcytem) i zawierają dużą ilość pokruszonego detrytusu roślinnego. Odsłonięcia warstw łupkowych występują tuż powyżej mostu kolejki wąskotorowej i kontynuują się na południe.

Warstwy łupkowe występujące u czoła płaszczowiny dukielskiej są silnie zredukowane tektonicznie. Należą one tutaj do SE skrzydła złusowanego fałdu Chryszczatej – Wołosania – Małej Rawki, który ma dużą rozciągłość lateralną. Granica nasunięcia jest tutaj wyraźnie zaznaczona w rzeźbie stoków poprzez różnice w odporności pomiędzy seriami warstw krośnieńskich i łupkowych. Odcinek ujściowy doliny Górnej Solinki, założony na wspomnianym powyżej uskoku przesuwczym ma charakter doliny asymetrycznej, ze stromymi zboczami zachodnimi.

Połonina Wetlińska – rzeźba strukturalna grzbietów Pasma Połonin i Pasma Granicznego oraz rzeźba erozyjna Obniżenia Śródbieszczadzkiego (Krzysztof Bąk)

Skalisty grzbiet Smereka – Połoniny Wetlińskiej – Połoniny Caryńskiej będący częścią Pasma Połonin jest założony na pakietach grubolawicowych piaskowców otryckich warstw

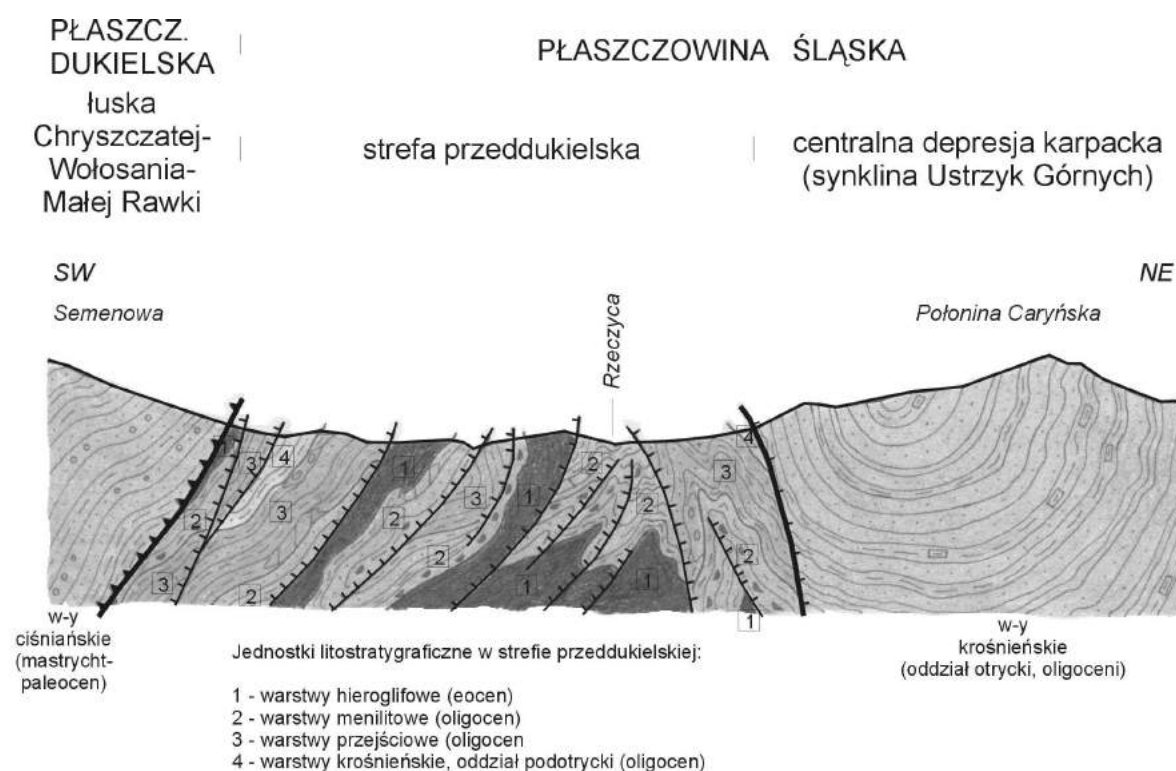


Fig.9. Przekrój geologiczny przez czoło płaszczowiny dukielskiej i południową część płaszczowiny śląskiej w Bieszczadach Wysokich (Haczewski i in., 2001)

krośnieńskich. Ze względu na dużą zmienność miąższości tych pakietów oraz ich zmienność lateralną linia grzbietowa przechodzi z pakietu na pakiet. Było to przyczyną powstania grzbietów podwójnych na Połonie Wetlińskiej (Osadzki Wierch i Roh) i Smereku.

Na skalistym grzbiecie Połoniny Wetlińskiej (powyżej schroniska i przy szlaku do Brzegów Górnych) można się zapoznać z cechami piaskowców otryckich (patrz opis wycieczki C), które wy-

stępują tam w pozycji odwróconej (widoczne są hieroglify prądowe), stanowiąc fragment NE skrzydła synkliny Ustrzyk Górnych, najbardziej południowego fałdu w centralnej depresji karpackiej w Bieszczadach Wysokich.

Widoczny na SE grzbiet Połoniny Caryńskiej ma analogiczną budowę wgłębną jak Połonina Wetlińska (Ryc. 9). Pomiędzy pasmem Połonin a widocznym na SW Pasmem Granicznym (w bezpośrednim sąsiedztwie – pasmem Działu) znajduje się szerokie na 2-5 km Obniżenie Śródbieszczadzkie, wyerodowane w łupkowych, silnie sfałdowanych seriach eocenu i oligocenu, które tworzą strefę przeddukielską. Przełącz na Brzegami Górnymi, Wierch Wyżniański oraz niektóre spłaszczone garby u podnóża Działu są relikdami poziomu pogórskiego w obrębie tego Obniżenia. Poziom przydolinny wnika wzdłuż największych dolin Obniżenia Śródbieszczadzkiego (Wołostaki, Rzeczycy, Prowczy), mając podobne wysokości bezwzględne wzdłuż nich ale nigdzie nie sięga przełęczy (poza najniższą przełęczą Beskid). Dowodzi to istnienia przełomowych odcinków, odwadniających kotliny Ustrzyk Górnych i Brzegów Górnych już przed ukształtowaniem się tych poziomów.

Z Połoniny Wetlińskiej widoczny jest również wyraźny załom na stokach Działu i grzbietu Jawornika, związany z wychodnią powierzchni nasunięcia dukielskiego (fig. 9). W tej części u czoła płaszczowiny dukielskiej (grzbiet Działu-Jawornika) występuje gruba na ok. 1200 m sukcesja warstw ciśnieńskich, zbudowana z kilkunastu kilkudziesięciometrowych pakietów gruboławicowych piaszczowców ciśnieńskich, rozdzielonych pakietami fliszu cienko- i średniorytmicznego. W części bardziej zachodniej u czoła płaszczowiny dukielskiej znajdują się warstwy łupkowskie (patrz punkt w dolinie Górnej Solinki). Serie te stanowią duży kontrast litologiczny z mało odpornymi na erozję formacjami (głównie łupkowymi) strefy przeddukielskiej, dając w obrazie rzeźby wspomniany załom. Śledząc jego lateralny przebieg, można zobaczyć, że miejscami jego prostolinijny układ załamuje się, co jest związane z obecnością licznych uskoków przesuwczych u czoła nasunięcia dukielskiego (Ryc. 1).



Do zobaczenia na następnych warsztatach

(fot. M. Długosz)