

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

POLISH GEOGRAPHICAL REVIEW

KWARTALNIK
2008, TOM 80, ZESZYT 3

JUBILEUSZOWY OSIEMDZIESIĄTY TOM



WARSZAWA 2008

<http://rcin.org.pl>

RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZÁK, TERESA CZYŻ, EAMONN J. JUDGE, MARIUSZ KISTOWSKI,
KAZIMIERZ KŁYSIK, ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, TEOFIL LIJEWSKI, JACEK PASŁAWSKI,
JANUSZ PASZYŃSKI, TADEUSZ STRYJAKIEWICZ, JAN SZUPRYCZYŃSKI

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: ZBIGNIEW TAYLOR
CZŁONKOWIE: MAREK DEGÓRSKI
ROMAN KULIKOWSKI
ROMAN SOJA
SEKRETARZ: LUDMIŁA KWIATKOWSKA

Adres Redakcji:
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, 00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
Tel. (022) 69 78 844; e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

© Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, Warszawa 2008

Angielskie abstrakty zamieszczamy w: *Bibliographie Géographique Internationale*,
Current Geographical Publications - Contents, GEOBASE.

Ark. wyd. 12,5	Oddano do składania w sierpniu 2008 r.
Ark. druk. 9,5	Druk ukończono we wrześniu 2008 r.

Skład: Robert Maik
Druk: Drukarnia Klimiuk, 00-372 Warszawa, ul. Foksal 11

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

- Graf R., Kaniecki A. – Sposoby przedstawiania elementów środowiskowych na XVII- i XVIII-wiecznych planach Poznania i ich wiarygodność 343
Ways of presenting environmental elements on 17th- and 18th-century plans of Poznań and their reliability 360
- Bartnik A., Jokiel P. – Odpływy maksymalne i indeksy powodziowości rzek półkuli północnej 361
Maximum discharges and flooding indices for Northern Hemisphere rivers .. 382
- Migoń P., Parzóch K. – Splywy gruzowe w polskich Karkonoszach – przyczyny, skutki i zagrożenia 385
Debris flows in the (Polish) Karkonosze Mountains – causes, effects and associated hazards 400
- Bochenek W. – Wpływ wielkości opadów i temperatury powietrza na pH i przewodność elektrolityczną właściwą wody opadowej 403
The influence of precipitation totals and air temperature in the pH-reaction and specific electric conductivity of rainwater 420
- Marczak A. – Geozagrożenia wulkaniczne na obszarze Sycylii i Wysp Liparyjskich .. 423
Volcanic geohazards on Sicily and on Lipari Islands 440
- Cichoń M. – Postrzeganie krajobrazu na geograficznych ścieżkach dydaktycznych ... 443
Perceiving the landscape along geographical trails 459

RECENZJE

- V. M. Kotljakov (red.) – Oledenienije Severnoj i Central'noj Evrazii v sovremennuju èpochu (*B. Gądek, L. Starkel*) 461
- M. Kistowski – Wpływ programów ochrony na środowisko przyrodnicze (*K. R. Mazurski*) . 464
- Nowa seria wydawnicza: Biblioteka Polskiego Przeglądu Kartograficznego. T. 1, W studium 'Atlasu geograficznego' Eugeniusza Romera (*W. Jankowski*) 467
- M. Gałka – Zmiany jeziorno-torfowiskowe w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior (*S. Żurek*) 471
- M. Kloss – Roślinność subfossylna na tle historii wysokich torfowisk mszarnych w północno-wschodniej i środkowej Polsce oraz w Sudetach (*S. Żurek*) 473

KRONIKA

- 100-lecie urodzin Profesora Mieczysława Klimaszewskiego (*L. Starkel*) 475
- Ogólnopolska konferencja naukowa „Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych” – Kraków, 31 V–1 VI 2007 r. (*P. Watach*) 477
- III Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu – Szklarska Poręba, 19–22 VI 2007 r. (*S. Żurek*) 478
- VII Światowy Kongres Międzynarodowej Asocjacji Ekologii Krajobrazu (IALE) – Wageningen (Holandia), 8–12 VII 2007 r. (*A. Richling*) 480
- II Międzynarodowe Terenowe Sympozjum „Torfowiska zachodniej Syberii i cykle węgla: przeszłość i teraźniejszość” – Chanty-Mansijsk, 24 VIII–2 IX 2007 r. (*S. Żurek*) . 483
- 60 lat Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu (1947–2007) (*M. Kejna*) 487
- Jubileusz Stacji Naukowo-Badawczej IGIPIZ PAN w Szymbarku (*W. Bochenek*) 489

Sposoby przedstawiania elementów środowiskowych na XVII- i XVIII-wiecznych planach Poznania i ich wiarygodność

*Ways of presenting environmental elements
on 17th- and 18th-century plans of Poznań and their reliability*

RENATA GRAF, ALFRED KANIECKI

Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, 61-680 Poznań, ul. Dziegielowa 27;
rengraf@amu.edu.pl alkan@amu.edu.pl

Zarys treści. W opracowaniu zaprezentowano zróżnicowanie graficznych sposobów przedstawiania elementów środowiskowych na przykładzie wybranych XVII- i XVIII-wiecznych planów Poznania. W analizie wykorzystano pięć planów ukazujących sytuację topograficzną i hydrograficzną miasta w przekroju czasowym od 1615 do 1784 r. Weryfikacji poddano głównie sposób przedstawienia układu sieci rzecznej oraz zasięgu doliny Warty i jej dopływów: Cybiny, Bogdanki i Wierzbaka, jak również cech wzniesień, stanowiących reprezentatywne punkty wysokościowe Poznania (np. Góra Zamkowa). Oceniono także przydatność starych przekazów kartograficznych w badaniu zmian środowiska przyrodniczego.

Słowa kluczowe: środowisko przyrodnicze, miasto Poznań, stare przekazy kartograficzne, metody kartograficzne, identyfikacja, wiarygodność.

Wprowadzenie

Ocena stanu i stopnia przekształcenia środowiska przyrodniczego wymaga pozyskania informacji na temat jego cech, powiązań i relacji między jego komponentami oraz na temat czynników naturalnych i antropogenicznych kształtujących ten stan. Podstawą oceny przemian elementów środowiskowych są najczęściej stare plany i mapy, które odzwierciedlają obraz środowiska, aktualny dla okresu jego wykonania oraz przedstawiony w sposób odpowiadający umiejętnościom wykonawcy przekazu. Na pewno nie są to przekazy w pełni kartometryczne.

Plany i mapy często uzupełniały obraz dawnej sytuacji środowiskowej miasta uzyskany z analizy historycznych materiałów źródłowych, wyników badań

archeologicznych, geologicznych itp. (Kaniecki, 1993). O ile pierwsze plany czy też widoki miasta przedstawiały obraz miasta określony przez autora, bez stosowania przyrządów pomiarowych, o tyle XVIII-wieczne przekazy kartograficzne wykonywane już były przynajmniej na podstawie zdjęcia stolikowego i przedstawiona na nich sytuacja topograficzna i hydrograficzna jest zbliżona do stanu rzeczywistego. Dawne przekazy kartograficzne obciążone są jednak często błędami lub odstępstwami od stanu rzeczywistego, co wynika zarówno z niedoskonałości metod bądź instrumentów pomiarowych, jak i z niepełnego obrazu miasta uzyskanego z punktu, z którego dokonywano kartowania.

Analiza przemian środowiskowych czy też stosunków wodnych na podstawie dokładnych wielkoskalowych map topograficznych pochodzących z różnych okresów jest powszechnie stosowana w badaniach geograficznych. Jednak ich ocena i zakres, określony na podstawie starych przekazów kartograficznych, wykonanych w najlepszym przypadku na podstawie zdjęcia stolikowego, napotyka na wiele trudności.

Różnorodność sposobów prezentacji graficznej elementów środowiska przyrodniczego stosowanych w opracowaniach kartograficznych pochodzących z różnych okresów historycznych wpływa na wiarygodność takich przekazów. Każda dokumentacja kartograficzna powinna więc tworzyć czytelny obraz graficzny, cechujący się dokładnością i wiernością informacji. Najstarsze mapy wykonywane jeszcze w starożytnym Egipcie czy na obszarze Mezopotamii – to prymitywne rysunki zamieszczone razem z oficjalnymi rejestrami własności ziemskiej, tzw. katastry (mapy katastralne), przedstawiające rozmieszczenie i układ poszczególnych działek ziemi (Robinson i inni, 1988). Ścisłe związane z planami katastralnymi, stosowanymi obecnie w celu określenia granic własności, są późniejsze plany, zaliczane do kategorii wielkoskalowych map ogólnogeograficznych. Są to szczegółowe „mapy” prezentujące układ budynków, szlaków komunikacyjnych i widocznych w terenie linii granicznych terenów miejskich, czy też cechy rzeźby terenu, bądź układ sieci rzecznej, stanowiące często podstawę opracowania serii późniejszych map topograficznych.

Dawne plany miast są bardzo istotnym źródłem informacji i na ogół wykorzystywane są przez historyków, geografów i urbanistów do prześledzenia rozwoju poszczególnych ośrodków miejskich i zmian użytkowania ziemi na terenach podmiejskich, czy też w różnego typu działaniach mających na celu rewitalizację poszczególnych ich części.

Cel i zakres analizy

Obszary miejskie wyróżnia m.in. specyfika warunków środowiskowych, które – na skutek rozwoju społeczno-gospodarczego miasta – w znacznej części ulegały i nadal ulegają silnym przekształceniom. Szczególne znaczenie mają informacje dotyczące rzeźby terenu i układu sieci rzecznej, które stanowią dwa

główne elementy środowiskowe lokalizacji i rozwoju jednostek osadniczych. Wytyczają one kierunki rozwoju strefy miejskiej i zabudowy oraz ukazują bariery i ograniczenia tego rozwoju.

W opracowaniu dokonano analizy sposobów przedstawiania elementów środowiskowych, w tym wybranych cech rzeźby terenu i sieci hydrograficznej, na planach Poznania pochodzących z XVII i XVIII w. oraz oceny stopnia ich wiarygodności. Wykorzystano pięć przekazów kartograficznych ukazujących sytuację topograficzną i hydrograficzną miasta w przekroju czasowym od 1615 do 1784 r.:

- widok perspektywiczny Poznania z pracy G. Brauna i F. Hogenberga *Civitates orbis terrarum*, t. 6, Kolonia 1618 (miedzioryt kolorowany – widok Poznania z około 1615 r.),
- plan (sztych) P.S. Fabberta (*Belagerung der Stadt Posen von den 4 bis 24 October A. 1704*) z 1704 r., skala około 1:5600,
- „plan saski” Poznania (plan de Posen) z 1734 r. (autor nieznan), skala około 1:5000,
- plan von der Stadt Posen S.F. von Geyera z około 1771–1772 r., skala około 1:6100,
- planta miasta Poznania z 1784 r. (J. Jański).

Materiał kartograficzny pochodzi z katalogu wystawy pt. *Źródła kartograficzne do dziejów Poznania* z 1978 r. (Rogalanka i Ruszczyńska, 1978).

Przy ocenie warunków środowiskowych przedstawionych na starych planach zwrócono uwagę na następujące kwestie:

- czym różnią się sposoby przedstawiania najważniejszych elementów sieci hydrograficznej, a więc ramion i odnóg Warty oraz jej dopływów?
- jakie metody graficznej prezentacji wykorzystano przy wizualizacji samych koryt rzecznych, obejmującej takie jego cechy jak: głębokość wcięcia w terasę zalewową, występowanie ławic w ich obrębie itp.?
- w jaki sposób przedstawiono różnego typu zbiorniki wodne i jak zmieniła się ich liczba czy też wielkość na różnych planach?
- w jaki sposób przedstawiano tereny podmokłe stanowiące część systemu obronnego miasta w strefie jego bezpośredniego sąsiedztwa (Groffowe Łąki) oraz czy różnicowano je ze względu na sposób użytkowania (łąki, pastwiska, nieużytki itp.)?
- jak przedstawiano najważniejsze elementy rzeźby, a więc skarpy dolin rzecznych, zasięgi form ostańcowych wyższych poziomów terasowych w dolinie Warty, zróżnicowanie powierzchni terasy zalewowej itp.?

Wykorzystane w analizie plany różnią się zakresem informacji, co wynika zarówno z zastosowanej techniki pomiarowej, jak również ze skali i techniki graficznej prezentacji elementów środowiska przyrodniczego oraz orientacji przestrzennej danego przekazu. Część planów Poznania wykonywano z Góry św. Wojciecha, inne natomiast z wieży ratusza, toteż ze względu na niepełną

widoczność niektórych części miasta, nie zawierają one w pełni dokładnych informacji (Wagner, 2002).

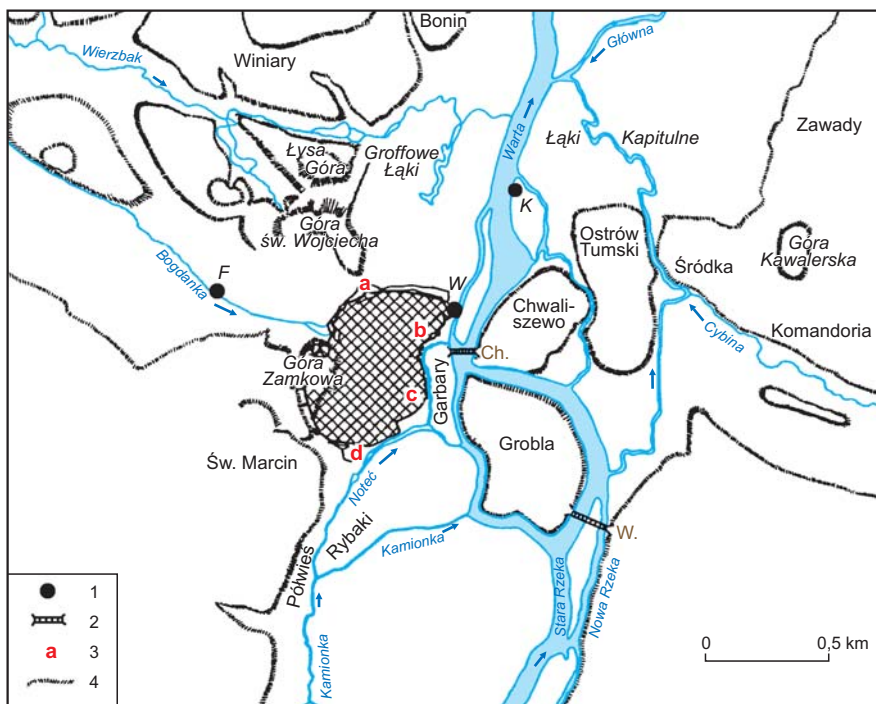
Istotnym problemem w interpretacji treści historycznych materiałów kartograficznych, zawierających informacje o wybranych elementach środowiska przyrodniczego, w tym uwzględnionych w opracowaniu elementach rzeźby i hydrografii Poznania, jest analiza zróżnicowania sposobu graficznej prezentacji elementów oraz ocena dokładności ich przedstawienia, co pozwala określić stopień przydatności starych przekazów kartograficznych w badaniu zmian środowiskowych.

Obszar badań

Zakres przestrzenny niniejszego opracowania ogranicza się w zasadzie do obszaru historycznego miasta i jego bezpośredniego sąsiedztwa w dolinach Warty, Cybiny i Bogdanki (ryc. 1). Najstarsza część Poznania – prawobrzeżny Ostrów Tumski, została wybudowana w połowie X w. na terasie zalewowej, w południkowo zorientowanej przełomowej dolinie Warty, przecinającej wał pagórów czołowomorenowych stadiału poznańskiego oraz obszar wysoczyzny morenowej. Natomiast lokacja lewobrzeżnego Poznania nastąpiła w 1253 r. na II poziomie terasowym, który zachował się tylko w niewielkim fragmencie, przylegającym od południa do doliny Bogdanki.

Dolina Warty w Poznaniu jest głęboko wcięta w wysoczyznę morenową, a jej zbocza, szczególnie zachodnie, wznosiły się stromym stopniem od dna doliny i często były niedostępne. Wskutek stromości zboczy doliny przełomowej Warty osady lokowano już od czasów paleolitu głównie w dolinach jej bocznych dopływów, gdzie łagodne i szerokie stoki ułatwiały komunikację. Z wyższych poziomów terasowych w sąsiedztwie Poznania zachowały się terasy: VII, częściowo VI i IV w prawobrzeżnej części doliny. W rzeźbie obszaru miasta wyraźnie zaznaczają się również głęboko wcięte, stare formy dolinne o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, wykorzystywane przez doliny Bogdanki z lewej strony i Cybiny oraz Głównej z prawej strony. W miejscu najdawniejszego Poznania terasa zalewowa Warty była względnie wąska, a Warta dzieliła się tam na kilka ramion i odnóg, pomiędzy którymi występowały zalewowe wyspy, co ułatwiało przeprawę przez rzekę (ryc. 1).

Analiza materiałów geologicznych, archeologicznych, kartograficznych i historycznych wykazała jednak, że obszar najniższej części doliny Warty, czyli terasa zalewowa, nie stanowił powierzchni płaskiej, wypełnionej aluwiami. Zachowały się w niej jeszcze do niedawna ostańce wyższych poziomów terasowych, które uległy likwidacji głównie w wyniku celowej działalności ludzkiej w różnych okresach rozwoju miasta. Poza wzniesieniami, które zachowały się do dzisiaj jako góry: św. Wojciecha, św. Marcina i Zamkowa, istniały jeszcze góry: Łysa, Żłota, Kapitulna i Kawalerska. Nie nazwane ostańce znajdowały się



Ryc. 1. Usytuowanie Poznania lewobrzeżnego w dolinie Warty na podstawie osiemnastowiecznych przekazów kartograficznych (Kaniecki, 1993)
 1 – młyny wodne (K - Kapitulny, W - Wielki, F - Folusz); 2 – mosty (Ch. - Chwaliszewski, W. - Wielki); 3 – bramy miejskie (a - Wroniecka, b - Wielka, c - Wodna, d - Wrocławska);
 4 – krawężń poziomu terasowego

Location of left-bank Poznań within the Warta valley on the basis of 18th-century cartographic records (Kaniecki, 1993)
 1 – water mills (K - Kapitulny, W - Wielki, F - Folusz); 2 – bridges (Ch. - Chwaliszewski, W. - Wielki); 3 – town gates (a - Wroniecka, b - Wielka, c - Wodna, d - Wrocławska);
 4 – edge of the terrace

również na wyspie Chwaliszewskiej, w północnej części Ostrowa Tumskiego i we wsi Rataje. Sama terasa zalewowa wystawała niewiele ponad przeciętny poziom wody w Warcie i zajmowały ją łąki łęgowe. W jej obrębie występowały również płytkie, okresowe zbiorniki wodne stanowiące rozlewiska po zalewach powodziowych Warty. Od północy, w zasięgu doliny Bogdanki, przylegały do miasta tereny podmokłe nazywane Łakami Dominikańskimi bądź Groffowymi. W granicach samego grodu, miasta i osad podmiejskich usytuowanych na terasach najniższych, poziom terenu sukcesywnie podnoszono od początków ich istnienia poprzez celowe stosowanie nasypów, bądź poprzez narastanie warstw kulturowych, co chroniło przed wezbraniami powodziowymi Warty.

Informacje o dawnej topografii miasta oraz o cechach powierzchni przedosadniczej pochodzą z historycznych materiałów źródłowych, analizy materiałów geologicznych oraz wyników badań archeologicznych (Kaniecki, 1993). Dopiero na zrekonstruowany w ten sposób obraz dawnej sytuacji topograficznej i hydrograficznej nakładano informacje uzyskane z XVII- i XVIII-wiecznych widoków i planów Poznania.

XVII- i XVIII-wieczne przekazy kartograficzne związane z Poznaniem

Zainteresowania dawnymi planami Poznania sięgają już XIX w. (Łukasiewicz, 1838; Warschauer, 1892), jednak pogłębiły się one w okresie międzywojennym (Brosig, 1929; Münch, 1937), a szczególnie w okresie powojennym (Czarnecki, 1961, 1965, 1966, 1968; Jankowska, 1984; Kaczmarek, 1965; Kaniecki, 1993). W przypadku Poznania duża część starych map i planów, stanowiąca depozyt miasta, uległa zniszczeniu w 1945 roku bądź została rozproszona. Jednak kwerenda w zbiorach kartograficznych archiwów Drezna, Merseburga, Berlina, Sztokholmu oraz w zbiorach polskich doprowadziła do prezentacji około 50 planów miasta – od najstarszych z XVII w., po okres dwudziestolecia międzywojennego. Opublikowanie przez A. Rogalanekę i T. Ruszczyńską (1978) katalogu wystawy pt. *Źródła kartograficzne do dziejów Poznania* umożliwiło badanie zmian czasowych i przestrzennych elementów środowiskowych obszaru miejskiego i jego bezpośredniego zaplecza.

W opracowaniu wykorzystano pięć widoków i planów Poznania z okresu od 1615 do 1784 r., na podstawie których można prześledzić układ i zmiany powierzchni topograficznej i sieci hydrograficznej miasta i strefy podmiejskiej, związane z poszczególnymi etapami jego rozwoju oraz stopień przystosowywania się form osadnictwa do zmienionego systemu strukturalno-funkcjonalnego. Dotyczy to nie tylko przekształceń sposobu użytkowania terenu, ale także zmian rzeźby poprzez wyrównywanie deniwelacji terenu w wyniku nadsypywania terenów najniższej położonych, łagodzenie lub likwidację stoków wyniesień związanych z eksploatacją surowców budowlanych (gliny zwałowe, piaski i żwiry), likwidację terenów podmokłych, zmiany układu sieci hydrograficznej i reżimu odpływu związane z budową młynów wodnych, zbiorników wodnych o różnym przeznaczeniu (powyrobiskowe, hodowlane, młyńskie), kanałów i rowów odwadniających itp. (Kaniecki, 1993). Niektóre plany miasta wykonywano głównie do celów wojennych i przy ich opracowaniu zwracano głównie uwagę na te cechy środowiska przyrodniczego, które były związane z obronnością, tj. układ sieci rzecznej, głębokość wcięcia koryta rzecznoego, zasięg terenów podmokłych, bądź wzgórze, czy też strome skarpy dolin rzecznych oraz takie elementy jak mury obronne, fosy i mosty.

Najwcześniejsze przekazy kartograficzne związane z rozwojem historycznym Poznania mają postać widoków bądź planów miasta pochodzących dopiero z XVII w., na których elementy środowiskowe, na przykład rzeźba terenu, zostały przedstawione w formie uproszczonej. Więcej informacji o cechach środowiskowych obszaru dostarczają w zasadzie pierwsze plany Poznania z początków XVIII w. (Fabberta i „saski”), co wynikało głównie z zapotrzebowania na tego typu informacje ze strony wojskowych. Był to jednocześnie okres rozwoju średnioskalowych map topograficznych w Europie. Jednak przekazy kartograficzne (plany i mapy) pochodzące z tego okresu nadal mają ubogą treść dotyczącą wybranych charakterystyk środowiska przyrodniczego. Mała pojemność informacyjna wynika z niedopracowanej metodyki kreślenia map, szczególnie jeśli chodzi o jednolity zakres treści i stosowanych znaków umownych. Dlatego często uzupełniano treść mapy opisem terenu i charakterystyką jego zabudowy (Jankowska, 1984).

Wszystko to powoduje, że analiza starych przekazów kartograficznych obejmujących Poznań i jego okolice, dotycząca sposobów przedstawiania elementów środowiska przyrodniczego miasta oraz określenia przydatności tych materiałów w interpretacji elementów środowiskowych, jest utrudniona. Istotnym problemem jest również ocena wiarygodności i doboru faktów związanych z topografią i hydrografią obszaru zarejestrowanych na dawnych planach i mapach.

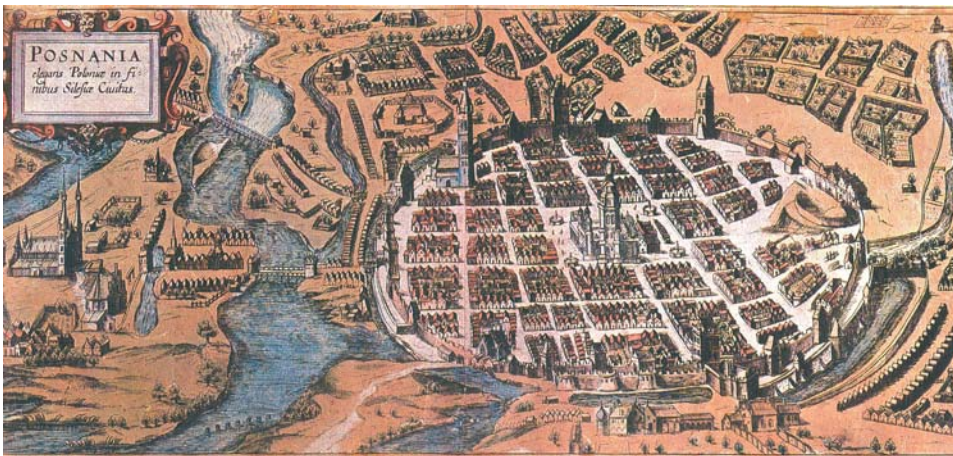
Spośród elementów środowiska przyrodniczego, wody i rzeźba stanowiły główne treści planów Poznania z XVII i XVIII w. Sytuacja hydrograficzna, o czym już wspomniano, wiązała się z układem koryt i funkcjonowaniem rzeki Warty i jej dopływów: Cybiny, Bogdanki i Wierzbaka. Sytuacja topograficzna natomiast określona była przede wszystkim poprzez system poziomów terasowych w obrębie doliny Warty, w tym również położenie izolowanych wzniesień: Góra Zamkowa, Góra św. Marcina, Góra św. Wojciecha czy Łysa Góra oraz zasięg terenów podmokłych. Na tym tle przedstawiano lokalizację różnych obiektów infrastruktury systemu miasta, co stanowiło podstawę do oceny relacji przestrzennych zachodzących między poszczególnymi elementami środowiska przyrodniczego.

Analiza przekazów kartograficznych

1. Widok perspektywiczny Poznania z pracy G. Brauna i F. Hogenberga *Civitates orbis terrarum*, t. 6, Kolonia, 1618 (miedzioryt kolorowany).

Prezentowany widok Poznania z około 1615 r. (ryc. 2) łączy, zgodnie z zasadami ówczesnego malarstwa pejzażowego, elementy planu i panoramy. Prezentacja ukształtowania powierzchni terenu od strony północnej, przypuszczalnie z Góry św. Wojciecha, ogranicza się do przedstawienia na podkładzie barwnym, w lewobrzeżnej części Poznania, izolowanego dwupoziomowego wyniesienia

tw. Góry Zamkowej, a w prawobrzeżnej – niewielkich wyniesień znajdujących się w północnej części Ostrowa Tumskiego i Chwaliszewa. Nie zostały natomiast przedstawione strome skarpy doliny Warty, zwłaszcza skarpa zachodnia na odcinku od Góry św. Marcina wzdłuż obecnej ul. Półwiejskiej. Cechy rzeźby określono przy wykorzystaniu barwy (brąz, sepia) o mało zróżnicowanym kontraście. Ciemniejszą barwę odniesiono do terenu wyżej położonego (wzgórza), jaśniejszą zaś zaznaczono drogi w jego sąsiedztwie oraz sam teren miasta z rynkiem i ratuszem otoczony murami miejskimi. Analizowany plan prezentuje obraz miasta widziany z góry pod kątem 60°, na którym skłony zboczy przedstawiono szrafem kreskowym o różnej długości i grubości.



Ryc. 2. Widok perspektywiczny Poznania z pracy G. Brauna i F. Hogenberga *Civitates orbis terrarum*, t. 6, Kolonia 1618 (miedzioryt kolorowany) – widok Poznania z około 1615 r.

A vista of Poznań from 1615, reproduced from G. Braun and F. Hogenberg: *Civitates orbis terrarum* (a coloured copperplate print) from 1618, Cologne

Metoda kreskowa została wykorzystana również do uplastycznienia obrazu brzegów koryta Warty i Cybiny (ryc. 2). Znaczny stopień zagęszczenia pionowych kresek w ich strefie brzegowej informuje o głębokim wcięciu koryta w terasę zalewową. Cieki przyjmują formę wstęg o różnym stopniu krętości, których powierzchnie wypełnione są szrafem poziomym i barwą niebieską. Na planie określono również przebieg Bogdanki – lewobrzeżnego dopływu Warty, która dopływała do Poznania z zachodu. Przed murami miejskimi zasilała wody szerokiej fosy, a następnie wąskim przekopem w rejonie klasztoru OO. Dominikanów jej wody kierowane były do Warty. Elementami uzupełniającymi treść planu miasta są mosty na Warcie (Chwaliszewski i Wielki) i na fosach miejskich oraz młyn Wielki zlokalizowany przy wspomnianym już klasztorze.

Przedstawiony układ hydrograficzny charakteryzuje bogata treść, ale dokładność jego odwzorowania w stosunku do rzeczywistej sytuacji jest mała. Dotyczy to zarówno ilości przedstawionych cieków, jak i geometrii ich form korytowych, tj. szerokości czy usytuowania wysp śródrzecznych. Na widoku z 1615 r. błędnie zinterpretowano układ samej Warty, a zwłaszcza jej odnogi zachodniej opływającej wyspę Groblę. Poza tym nie przedstawiono przebiegu odnogi Warty, nazywanej Notecią, zasilającej fosę przy Bramie Wrocławskiej oraz odnogi zwanej na początku XVII w. Rzeką Nową, płynącej we wschodniej części doliny Warty, powyżej mostu Wielkiego.

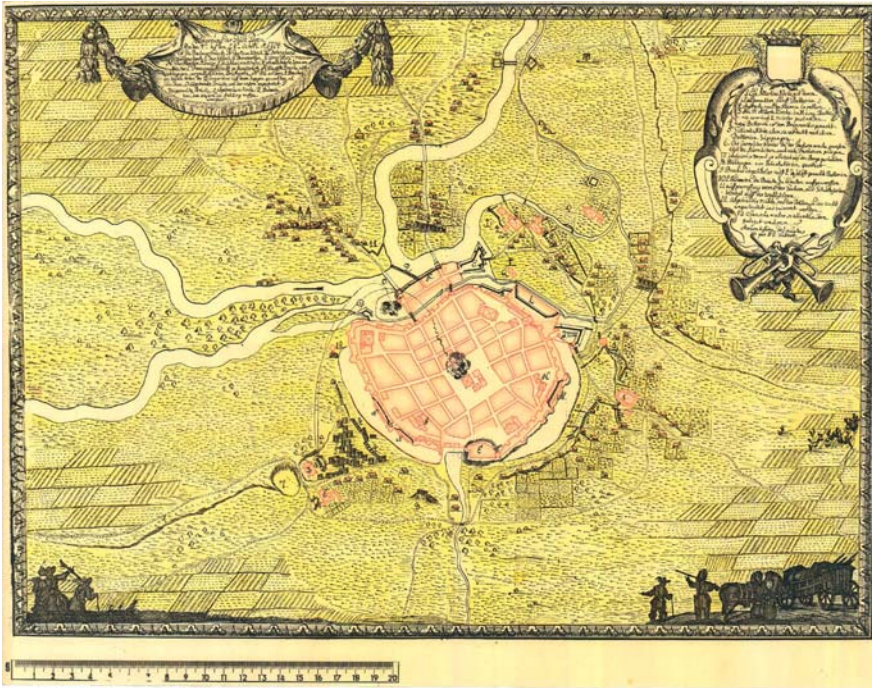
Widok ten, pomimo wyraźnej wizualizacji elementów sieci hydrograficznej, cechuje się małym stopniem dokładności, dlatego nie może być podstawą do analiz przemian środowiska przyrodniczego miasta Poznania.

2. Plan (sztych) P.S. Fabberta (Belagerung der Stadt Posen von den 4 bis 24 October A. 1704) z 1704 r.

Prezentowany plan (ryc. 3) jest zorientowany na wschód i przedstawia miasto Poznań z granicami jego lewobrzeżnej części otoczonej murami i systemem fos oraz część prawobrzeżną (Ostrów Tumski, Śródka), jak również wyspy Chwaliszewo i Groblę. W zasięgu prezentowanego obrazu znajdują się także tereny sąsiadujące z miastem, jednak w ich przypadku elementy topografii i hydrografii zostały przedstawione ogólnikowo.

Zróznicowanie ukształtowania powierzchni terenu określono na podkładzie barwnym, (jasnożółty), metodą kreskową, która posłużyła między innymi do wyznaczenia zachodniego i południowego zbocza doliny Warty jako elementów dominujących w orografii tej części obszaru. Stromość skarpy doliny Warty zaakcentowano zwiększeniem gęstości i grubości kresek. Sposób ten wykorzystano również do wyznaczenia najwyższych poziomów terasowych w formie izolowanych wyniesień: Góry Zamkowej w części zachodniej miasta oraz Góry św. Wojciecha i Łysej Góry w północnej jego części. Najwyżej wyniesiona ich część pozostaje niezakreskowana, co zgodnie z zasadami metody kreskowej oznacza teren względnie płaski. Elementem wyróżniającym się w terenie jest również szaniec obronny zlokalizowany w dolinie Bogdanki – jeden z kilku wzniesionych wówczas na terenie przyległym do miasta Poznania.

Zaprezentowany na planie układ sieci hydrograficznej miasta Poznania nie jest jednak wiarygodny ze względu na brak niektórych ramion i odnóg, w tym ramienia Warty opływającego wyspę Groblę, odnogi rozdzielającej wyspę Chwaliszewo i Ostrów Tumski oraz Cybiny. Rzeki przedstawiono jako wstęgę o zróżnicowanych szerokościach, bez jakiegokolwiek wypełnienia barwą lub szrafem, z zaznaczonym w przypadku Warty kierunkiem płynięcia w formie strzałki (ryc. 3). Elementem dodatkowo pojawiającym się na analizowanym planie są obszary podmokłe, najczęściej użytkowane jako łąki i pastwiska w pobli-



Ryc. 3. Plan P.S. Fabberta (*Belagerung der Stadt Posen von den 4 bis 24 October A. 1704*) z 1704 r., skala około 1:5600

P.S. Fabbert's plan of Poznań from 1704 (*Belagerung der Stadt Posen von den 4 bis 24 October A. 1704*), at a scale of 1:5600

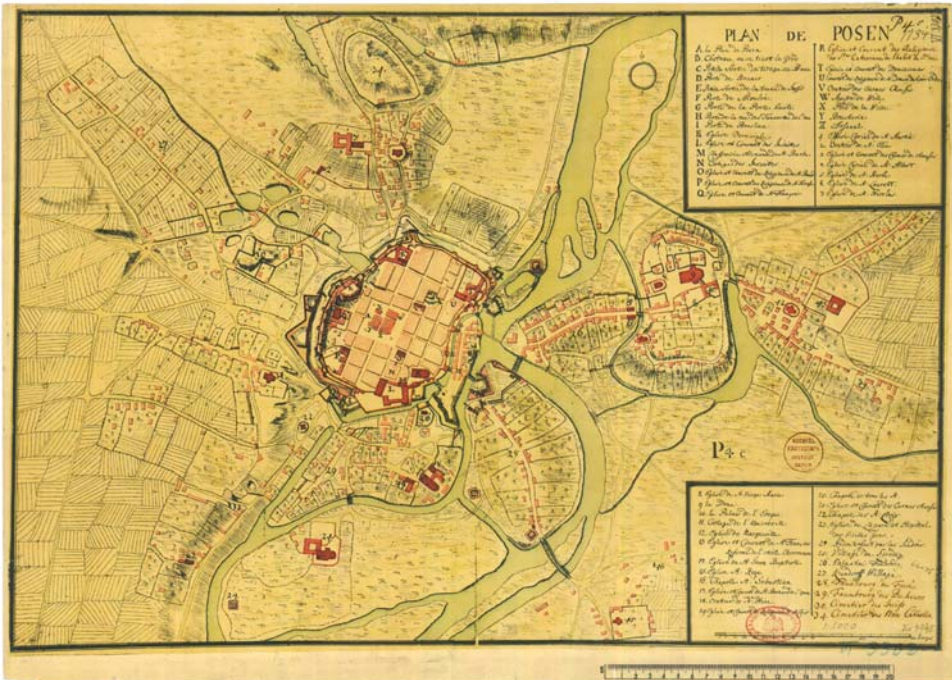
żu rzek, których identyfikację umożliwiają poziome, przerywane kreski. Na planie można również zlokalizować strefy zadrzewione oraz obszary upraw rolnych. Tereny położone w sąsiedztwie murów miejskich, użytkowane rolniczo, związane były prawdopodobnie z rozwojem upraw na obszarach pobagiennych tzw. Moordamm-kultur. Były to obszary pocięte gęstą siecią rowów melioracyjnych, między którymi występowały organiczne grunty uprawowe, utworzone z materiału pochodzącego z pogłębiania rowów i odkładanego między nimi, co w konsekwencji podnosiło poziom terenu uprawowego.

Spośród dodatkowych elementów przedstawionych na planie miasta należy wymienić mosty Chwaliszewski i most w rejonie Obrzycy oraz młyn Kapitulny na Warcie i spalony młyn Wielki przy klasztorze oo. Dominikanów.

3. „Plan saski” Poznania (plan de Posen) z 1734 r. (autor nieznany)

Pierwszym dokładnym planem Poznania jest tzw. „plan saski” (ryc. 4) zorientowany na północ, który przedstawia sytuację topograficzną i hydrograficzną miasta oraz w najbliższym jego sąsiedztwie z roku około 1734. Jest to plan, przy

konstrukcji którego wykorzystano prawdopodobnie nowoczesne wówczas przyrządy pomiarowe umożliwiające pomiary odległości i wysokości, dlatego różni się on zarówno pojemnością informacyjną, jak i dokładnością odtworzenia elementów środowiska przyrodniczego Poznania od wcześniejszych, zwłaszcza XVII-wiecznych planów miasta.



Ryc. 4. „Plan saski” Poznania (plan de Posen) z 1734 r. (autor nieznany), skala około 1:5000
A plan of Poznań (plan de Posen) from 1734 (by unknown author), at a scale of 1:5000

Do prezentacji ukształtowania powierzchni terenu zastosowano technikę kreskowania, która w tym przypadku w miarę wiernie oddaje zróżnicowanie warunków hipsometrycznych w obrębie doliny Warty i w strefie bezpośrednio z nią sąsiadującej. Kreskami, prostopadle do układu koryt rzecznych, przedstawione zostały krawędzie poziomów terasowych doliny Warty oraz doliny Bogdanki. Wyraźnie zaznaczono również izolowane góry: Zamkową, św. Wojciecha oraz Łysą Górę, ponadto wyniesienie terenów zajętych przez osadnictwo na terasie zalewowej, tj. Ostrowa Tumskiego, Grobli i Chwaliszewa poprzez stosowanie nasypów. Na analizowanym planie przedstawiono również położenie Złotej Góry (między kaplicą Karmelitów Bosych przy ul. Żydowskiej i klasztorem o.o. Dominikanów, stanowiącej dwupoziomowy ostaniec wyższego poziomu terasowego,

który na wcześniejszych planach nie został uwzględniony. Nazwa tego wzgórza przetrwała w nazwie nieistniejącej dziś ulicy (Złota), wymieniano ją też w tekstach źródłowych jako „Goldenberg” lub Żydowska Góra (Mika, 1960).

W zastosowanej przez autora planu technice graficznej prezentacji treści środowiskowych, barwa jaśniejsza przypisana jest terenom wyżej wyniesionym – zarówno naturalnie jak i sztucznie – czyli bardziej suchym (ryc. 4). Autor wyraźnie zaznaczył w ten sposób najwyższe partie wyżej wymienionych wysp w obrębie terasy zalewowej Warty. Barwa ciemniejsza określa tereny o większym stopniu uwilgotnienia, a więc położone najczęściej w strefach obniżeń.

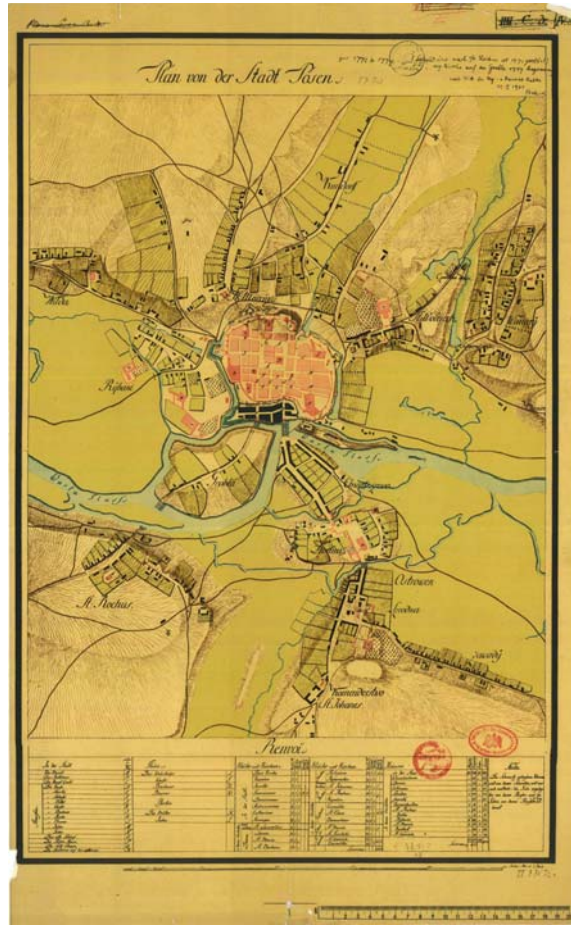
Spośród elementów sieci hydrograficznej wiernie został określony przebieg Warty z odnogami: Rzeką Nową i Starą Rzeką w południowej części obszaru, odnoga rozdzielająca Chwaliszewo i Ostrów Tumski, Noteć łącząca Rybaki z Garbarami oraz Kamionka, Cybina, Bogdanka ze zbiornikami wodnymi przy młynie Folsz i fragmentarycznie Wierzbak, płynący wzdłuż północnego zbocza doliny Bogdanki. W ich prezentacji wykorzystano sygnatury liniowe (wstęga) o zróżnicowanej szerokości, których powierzchnia wypełniona jest jasnozieloną barwą. Ponadto przedstawiono zbiorniki wodne, usytuowane głównie w dolinie Bogdanki oraz częściowo Wierzbaka, dodając w ich strefie brzegowej kreski o różnym zagęszczeniu, co oznacza zróżnicowanie stromości. Sieć hydrograficzną Poznania uzupełniają elementy sztucznego systemu odwodnienia: fosy i kanały ściekowe, zbierające głównie nieczystości z terenu miasta.

Na analizowanym planie można również określić zasięg rozprzestrzeniania użytków zielonych wykorzystywanych najczęściej jako łąki i pastwiska. Elementy te zostały zaprezentowane barwą żółtą i kreskami poziomymi o różnym stopniu natężenia w zależności od stanu uwilgotnienia terenu. Silnie podmokłe łąki, wypełniające najniższe miejsca doliny Warty, zwane Groffowymi lub Dominikańskimi, przedstawiono barwą żółtą o większym nasyceniu i kontraście.

Efektom przekształceń części obszarów podmokłych strefy podmiejskiej w wyniku prac odwadniających i stosowania nasypów, była zamiana ich na grunty orne. Dzięki podniesieniu nasypami poziomu terenu przyległego do fosy miejskiej pomiędzy Bramą Wroniecką a Wartą, obszary te zaznaczono jako grunty orne. Z XV- i XVI-wiecznych materiałów źródłowych wiemy, że w omawianym miejscu istniały stawy zasilane wodami z fosy miejskiej (Kaczmarczyk, 1924). Różny sposób prezentacji łąk i pastwisk na dawnych przekazach kartograficznych wymaga ostrożności przy określaniu ich zasięgów i stopnia uwilgotnienia, tym bardziej, że te formy użytkowania terenu stanowiły dominujący element krajobrazu ówczesnego obszaru przyległego do Poznania.

4. Plan von der Stadt Posen przypisywany S.F. von Geyerowi z około 1771–1772 r.

Prezentowany plan (ryc. 5) zorientowany jest na zachód i w porównaniu do przekazów wcześniejszych obejmuje swym zasięgiem zdecydowanie większy obszar, co umożliwia prowadzenie szerszych analiz przestrzennych zróżnicowania elementów środowiskowych strefy miejskiej i podmiejskiej Poznania.



Ryc. 5. *Plan von der Stadt Posen* S. F. von Geyera z około 1771–1772 r., skala około 1:6100
A plan of Poznań from about 1771–1772 by S. F. Geyer, at a scale of 1:6100

Interpretację przestrzenną wybranych cech rzeźby i sieci hydrograficznej miasta Poznania ułatwiają w tym przypadku opisy dzielnic. Duża plastyczność przedstawionego obrazu wynika z zastosowania metody kreskowej łącznie

z prezentacją barwną wybranych elementów środowiskowych. Barwą jasnoniebieską oznaczono cieki i zbiorniki wodne (dolina Wierzbaka i Bogdanki), zieloną – tereny den dolinnych: Warty, Bogdanki i Cybiny (łąki i pastwiska), brązową – podkład sytuacji topograficznej wykonany metodą kreskową, natomiast barwą różową lub czarną przedstawiono zabudowę strefy miejskiej i podmiejskiej. W graficznej prezentacji sieci rzecznej, charakter ich koryta i stromość brzegów podkreśla stopień pogrubienia linii brzegowej. Samą metodą kreskową, bez podkładu barwnego, wykorzystano z kolei do oznaczenia terenów wyżej wyniesionych: skarp, stoków, załomów oraz kulminacji izolowanych wyniesień, zarówno pochodzenia naturalnego, jak i utworzonych w formie nasypów (Ostrów Tumski, Chwaliszewo, Grobla). Bardzo wyraźnie, głównie szrafem, zaakcentowano wyższe poziomy terasowe w dolinie Warty, położone w jej prawobrzeżnej części (przedmieścia Śródka, Komandoria i Zawady) oraz wzgórze ostańcowe (Góra św. Wojciecha, Łysa Góra, Kawalerska Góra)

Całość planu uzupełniają informacje o stanie obronności miasta oraz dane o rejestrze nieruchomości szlacheckich, kościelnych, mieszczańskich i żydowskich (ryc. 5). Dodatkowym źródłem informacji o badanym terenie jest opis topograficzny *Alte Topographie der Gegend von Posen*, sporządzony w formie rękopisu równoległe z wyżej wymienionym planem. Tradycje opisów dołączanych do planów i map są bardzo stare. Do końca XVI w. pełniły one między innymi rolę opisu uzupełniającego treść map wielkoskalowych, a w okresie kształtowania się map małoskalowych wykorzystywano je do ich sporządzania (Jankowska, 1984).

5. Planta miasta Poznania z 1784 r. (J. Jański)

Planta Poznania (ryc. 6), zorientowana na północ, ukazuje w miarę dokładnie zarówno sytuację topograficzną, jak i hydrografię miasta pod koniec XVIII w. Do odzwierciedlenia elementów rzeźby wykorzystano zarówno prezentację barwną, jak i metodę kreskową. Dolina Warty została przedstawiona szczegółowo poprzez graficzną interpretację położenia poszczególnych poziomów terasowych. Poziom najniższy, zalewowy oznaczono barwą zieloną, a w jego obrębie, odpowiednią sygnaturą – linie cieków oraz tereny łąk i pastwisk (Groffowe Łąki, Łąki Kapitulne). Tereny położone wyżej określone zostały kolorem jaśniejszym w stosunku do miejsc położonych niżej. Dodatkowo, aby oznaczyć wyraźne zmiany spadków terenu zagęszczono liczbę kresek w strefach stoków lub załomów krawędzi dolin rzecznych. Taką metodę przyjęto w celu wyodrębnienia krawędzi załomów wyższych poziomów terasowych w prawobrzeżnej części miasta: Piotrowo, Śródka, Zawady, Komandoria. Barwą jaśniejszą zaakcentowano np. podniesienie powierzchni terenu za pomocą sztucznych nasypów w rejonie Ostrowa Tumskiego, Chwaliszewa i Grobli. W lewobrzeżnej części Poznania, stosując metodę kreskową i odpowiednią barwę, przedstawi-

no zachodnią krawędź doliny Warty, jak również pojedyncze izolowane wzniesienia (Góra Zamkowa, Góra św. Wojciecha i Łysa Góra). Na północy Poznania, zwiększając gęstość kresek, oznaczono krawędź wysoczyzny, w obrębie której rozwinęły się wsie Winiary i Bonin.



Ryc. 6. Planta miasta Poznania z 1784 r. (J. Jański)
A plan of Poznań from 1784 by J. Jański – the so-called „planta”

Sieć hydrograficzna przedstawiona na planie obejmuje zasadniczą oś odwodnienia terenu, którą stanowi Warta oraz cieki i zbiorniki wodne wchodzące głównie w skład systemu odwodnienia Bogdanki i Wierzbaka (ryc. 6). W północnej części miasta pojawiają się krótkie i wąskie odnogi, które są pozostałością dawnych koryt Warty. W strefie tej na terenie Groffowych Łąk zlokalizowano izolowane zagłębienie wypełnione wodą, na niektórych wcześniejszych planach połączone z Wierzbakiem. Poza tym na omawianym planie, podobnie jak w przypadku planu miasta ilustrującego warunki środowiskowe Poznania z 1734 r., zaznaczono zbiorniki wodne w dolinie Bogdanki przy młynie Folsz.

Cieki przedstawiono graficznie w formie wstęgi o zróżnicowanej szerokości, wypełnionej jasnoniebieską barwą. Od strony zachodniej koryta Warty wprowadzono pas ciemnoniebieski, co może sugerować większą stromość brzegu.

W stosunku do wcześniejszych planów Poznania, planta wyróżnia się większą pojemnością informacyjną w zakresie topografii i hydrografii Poznania i jego strefy podmiejskiej oraz większą dokładnością graficznej prezentacji analizowanych elementów środowiskowych.

Podsumowanie

Mapy źródłowe wykonane przed XIX w. na pewno stanowią istotny dokument w badaniach środowiskowych, bowiem przedstawiają mniej lub bardziej dokładnie w ciągłym układzie przestrzennym zróżnicowanie jego warunków na obszarze przyległym do miasta. W zasadzie jednak żaden z analizowanych planów Poznania, powstały w omawianym okresie od 1615 do 1784 r., traktowany oddzielnie, nie jest wiarygodny w sensie przedstawienia wszystkich najważniejszych cech środowiskowych, na co zwrócił już wcześniej uwagę H. Münch (1937). Na niektórych bowiem planach brak jest fragmentów sieci hydrograficznej (np. odnogi Warty nazywanej Notecią), bądź głównych cech rzeźby, lub też zostały one błędnie zinterpretowane (np. wyspa Grobla oznaczona jest jako półwysp). Nie jest to również materiał w pełni kartometryczny.

Analizując treść tematyczną planów Poznania z XVII i XVIII w. można stwierdzić większą wiarygodność informacji dotyczących strefy samego miasta niż terenów do niego przyległych. Zaobserwowane w analizowanym okresie zmiany sytuacji topograficznej i hydrograficznej miasta mogą być następstwem naturalnych przemian elementów środowiska przyrodniczego w wyniku zmian klimatycznych, np. wzrost uwilgotnienia terenów podmokłych, przyległych do miasta, co przejawia się większą liczbą starorzeczy Warty, bądź celowych działań jego mieszkańców, np. częściowa zamiana terenów podmokłych na grunty orne. Mogą być one również wynikiem udoskonalenia metod pomiarowych, co wpływa na zakres i stopień uszczegółowienia treści przekazu graficznego. Pełną interpretację oceny stanu środowiska przyrodniczego strefy miejskiej i stopnia jego przekształcenia ogranicza niejednorodność informacji kartograficznej oraz różnorodność sposobów prezentacji graficznej elementów środowiskowych na różnych planach i mapach miasta. Ma to wpływ na jakość przeprowadzanej analizy oraz wnioski, które niekiedy należy traktować jako przybliżone i nie do końca potwierdzone.

Rysunek rzeźby terenu wykonany metodą kreskową na najstarszych planach i widokach miasta w celu uwypuklenia wzniesień, był mało dokładny. W późniejszych materiałach daje się zauważyć większą dokładność odtworzenia charakteru rzeźby poprzez wprowadzenie kilku charakterystycznych dla metody kreskowej ustaleń, między innymi: kierunek kresek wskazuje największy spadek terenu, grubość i zagęszczenie kresek wzrasta w miarę wzrostu kąta nachylenia stoku, brak odwzorowania obszarów o małym nachyleniu (do 5°), co znajduje wyraz w pojawianiu się na mapach „jasnych plam”, przedstawiających tereny

płaskie (np. spłaszczenia na wzniesieniach góry Zamkowej). Na analizowanych planach Poznania rysunek rzeźby terenu i jej cechy przedstawiono również za pomocą zmiennej skali barw, różnej na różnych planach i mapach. Stosowano zasadę, że im teren wznosi się wyżej, tym barwy są jaśniejsze i cieplejsze i vice versa. Wprowadzenie skali barw miało na celu, podobnie jak w przypadku innych stosowanych wówczas metod graficznej prezentacji elementów środowiskowych, uplastycznienie obrazu rzeźby terenu.

Analiza treści przekazów kartograficznych pochodzących z XVII i XVIII w. wykazała, że nadal istotnym problemem jest zlokalizowanie i zróżnicowanie na ich podstawie wybranych elementów związanych z topografią i hydrografią Poznania. Nie wszystkie te elementy przedstawione są na wszystkich planach, nie wszystkie również są dokładnie określone. Utrudnia to w dużym stopniu charakterystykę i ocenę stanu i stopnia przekształcenia cech środowiska przyrodniczego systemu miasta. Dawne przekazy kartograficzne (widoki, plany, mapy) na pewno dostarczają wiele informacji na temat kształtowania środowiska przyrodniczego Poznania, jednak dokładność i wierność przedstawienia poszczególnych elementów należy zweryfikować informacjami i danymi z zakresu geologii, geomorfologii czy hydrologii oraz materiałami źródłowymi pochodzącymi z badań archeologicznych i studiów historycznych.

Piśmiennictwo

- Brosig A., 1929, *Poznań i miasta Polski zachodniej w grafice*, Muzeum Wielkopolski, Poznań.
- Czarnecki W., 1961, *Plany historyczne miasta Poznania*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Budownictwa i Architektury, 1, 1, Poznań.
- , 1965, *Co pozostało z planów historycznych miasta Poznania*, Zeszyty Naukowe Politechniki Poznańskiej, 7, Budownictwo Lądowe, Poznań, s. 97–108.
- , 1966, *Plan miasta Poznania z roku 1793*, Zeszyty Naukowe Politechniki Poznańskiej, 8(41), Budownictwo Lądowe, Poznań, s. 311–314.
- , 1968, *Rozwój urbanistyczny Poznania na przełomie XVIII i XIX wieku*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Budownictwa i Architektury, 1, 4, Poznań, s. 3–44.
- Jankowska M., 1984, *Przydatność map topograficznych okolic Poznania z końca XVIII wieku dla badań nad zmianami krajobrazu*, Z Dziejów Kartografii, 3, Warszawa, s. 101–138.
- Kaczmarczyk K., 1924, *Malarze poznańscy w XV wieku i ich cech*, Kronika Miasta Poznania, 2, Poznań, s. 102–103.
- Kaczmarek I., 1965, *Dawne widoki i plany Poznania*, Przegląd Geodezyjny, 37, 7, s. 281–285.
- Kaniecki A., 1993, *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane. Cz.1. Przemiany rzeźby i sieci wodnej*, Aquarius, Poznań.
- Łukaszewicz J., 1838, *Obraz historyczno-statystyczny miasta Poznania w dawniejszych czasach*, 1–2, Poznań (brak wydawcy).

- Mika M., 1960, *Opisy i ilustracje Poznania z XVIII wieku*, Polskie Towarzystwo Historyczne, Poznań.
- Münch H., 1937, *Plany Poznania sprzed roku 1793 i ich wartość dla badań nad topografią Miasta*, Kronika Miasta Poznania, 15, 1, Poznań, s. 1–48.
- Robinson A., Sale R., Morrison J., 1988, *Podstawy kartografii*, red. przekładu W. Ostrowski, PWN, Warszawa.
- Rogalanka A., Rusczyńska T., 1978, *Źródła kartograficzne do dziejów Poznania. Katalog wystawy*, Muzeum Narodowe w Poznaniu, Poznań.
- Wagner M., 2002, *Zmiany kształtu sieci rzecznej na terenie Poznania i okolic w świetle analizy porównawczej map z lat 1734–1890 z mapą współczesną*, Archiwum Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UAM, Poznań (maszynopis powielany).
- Warschauer A., 1892, *Stadtbuch von Posen*, 2, Posen (brak wydawcy).

[Wpłynęło: sierpień 2007; poprawiono: maj 2008 r.]

RENATA GRAF, ALFRED KANIECKI

WAYS OF PRESENTING ENVIRONMENTAL ELEMENTS
ON 17TH- AND 18TH-CENTURY PLANS OF POZNAŃ AND THEIR RELIABILITY

An invaluable source of information in analyses of the natural environment of urban areas is old views or large-scale plans and maps of the latter, which often present a picture quite different from today's. This paper discusses ways in which environmental elements were presented in selected 17th- and 18th-century plans of the city of Poznań. Use was made of five plans depicting the city's topographic and hydrographic situation over the time interval 1615–1784. The cartographic material differs in terms of information content and the technique of graphic presentation of environmental elements; in terms of accuracy, including as regards the measuring technique employed. Found to be of great importance in the identification of individual landforms and elements of the drainage system of Poznań were cartographic methods used to present them, especially the hachure method commonly employed at that time in relief portrayal. Among environmental elements, it is relief and the river network that have been important factors in Poznań's location and growth, hence the need to determine the correctness and reliability of this type of information as conveyed by the plans. The interpretation of the channel system and extent of the Warta River valley and its tributaries the Cybina, Bogdanka and Wierzbak were studied particularly intensively, as was the system of elevations constituting Poznań's bench-marks (e.g. St. Adalbert's Hill, Castle Hill, and Bald Mountain). Analysis of the thematic content of the 17th- and 18th-century plans of Poznań revealed that information about the city itself was more reliable than that about adjacent areas. More generally, the research helped establish the usefulness of old cartographic records where the study of environmental change is concerned.

Odpiływy maksymalne i indeksy powodziowości rzek półkuli północnej

Maximum discharges and flooding indices for Northern Hemisphere rivers

ADAM BARTNIK, PAWEŁ JOKIEL

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki,
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88;
abartnik@geo.uni.lodz.pl joker@geo.uni.lodz.pl

Zarys treści. W prezentowanym opracowaniu przeanalizowano maksymalne przepływy, odpiływy i indeksy powodziowości Françou-Rodiera ustalone dla ponad 1000 wodowskazów na rzekach półkuli północnej. Wykorzystano dane z ostatniego stulecia (1900–2000). Ustalono równania obwiedni przepływu maksymalnego dla poszczególnych kontynentów i całej półkuli północnej, zaprezentowano skalę strefowego zróżnicowania jednostkowych odpiływów maksymalnych. Dokonano także oceny zróżnicowania obliczonych indeksów powodziowości K (Françou-Rodiera), w obrębie poszczególnych kontynentów (Europa, Azja, Ameryka Płn.) i całej półkuli.

Ważnym elementem pracy jest ocena zmian stopnia powodziowości poszczególnych lat na wybranych kontynentach w badanym wieloleciu. Do analiz użyto nowego wskaźnika nazwanego „indeksem wysokiej wody” (IWW) bazującego na indeksie K i zdefiniowanym wcześniej przez autorów wskaźniku WW . Z przeprowadzonych analiz wynika między innymi, że w drugiej połowie XX w. względna liczba i skala wysokich wezbrań rzecznych była wyraźnie większa niż w pierwszej. Na wszystkich trzech kontynentach najwyraźniej zaznaczyło się pod tym względem dwudziestolecie 1960–1980.

Słowa kluczowe: powódzie, półkula północna, indeks Rodiera, przepływy maksymalne, rzeki świata.

Uwagi wstępne

Niemal codziennie dziennikarze i środki masowego przekazu przyprawiają nas o ból głowy informując o kolejnych, większych lub mniejszych, kataklizmach dotyczących naszą planetę. Chęć zwiększenia nakładu gazety lub poziomu oglądalności kanału telewizyjnego powoduje, że coraz częściej słyszymy o „powodzi stulecia”, „suszy tysiąclecia” i „klęsce ekologicznej”. Abstrahując od prawdziwości i trafności tego rodzaju pseudonaukowych sformułowań, sam fakt ich glosze-

nia przynosi więcej szkody niż pożytku. Przyzwyczajają nas bowiem do ich stałej obecności w naszym życiu i w efekcie przestajemy reagować na nie zainteresowaniem, nie mówiąc już o pomocy, czy solidarności z ich ofiarami. Prowadzi to do deprecjacji samych pojęć, a dodatkowo stwarza złudzenie, że po takiej katastrofie wszystko wraca do normy i czeka nas długi okres błęgiego spokoju.

Jednym z najważniejszych aspektów badań dotyczących konsekwencji globalnego ocieplenia jest przewidywanie zmian, które mogą wystąpić w obrębie ekstremalnych charakterystyk odpływu, w tym maksymalnych i minimalnych przepływów rzecznych oraz częstości wezbrań i niżówek. Wnioski na ten temat są dotychczas dość jednoznaczne i w zasadzie nie zależą od zastosowanych procedur prognozowania (modele empiryczne lub teoretyczne). Jedne i drugie rozwiązania prowadzą do konkluzji, że w małych i średnich zlewniach globalne ocieplenie doprowadzi do istotnych zmian wielkości oraz częstości maksimów i minimów przepływu rzecznego (zarówno ekstremów absolutnych, jak i sezonowych). Jednym z efektów wtórnych ma być także wzrost częstości i wielkości wezbrań powodziowych, a kolejnym – częstsze występowanie i większa głębokość susz i niżówek. Oba te zjawiska będą miały duże konsekwencje ekonomiczne i ekologiczne na terytoriach zarówno zurbanizowanych, jak i rolniczych – zwłaszcza tam, gdzie występuje niestabilny poziom uwilgotnienia. Efektem chwiejnego uwilgotnienia jest zwykle napięty bilans wodny, zatem zmiany dotkną najbardziej obszary, w których już obecnie występują problemy z zaopatrzeniem w wodę. Wzrost czasowo-przestrzennej zmienności występowania zasobów wodnych, w powiązaniu z postępującą urbanizacją i wzrostem populacji, spowoduje zwiększenie deficytu wody na wielu obszarach, pogorszenie i tak już niskiego standardu życia, a na dodatek spowolnienie rozwoju ekonomicznego całych regionów i państw.

Sformułowanie prognozy dotyczącej tego rodzaju zjawisk wymaga jednak zarówno zrozumienia natury samego procesu i jego otoczenia, jak spojrzenia w przeszłość i poznania płynącego z niej przesłania. Odtworzenie przeszłości pozwala bowiem dużo lepiej zrozumieć obserwowane dziś rezultaty. Można przecież nie tylko ocenić, w jaki sposób różne czynniki przyczyniają się do zmian w systemie i jakie są ich natężenia graniczne, ale także zastanowić się nad pytaniami, czy inne czynniki mogą wywołać podobne skutki i czy bez udziału branych pod uwagę zjawisk, system nie uległby podobnej przemianie? Trzeba przy tym pamiętać o powszechnej zasadzie „nieliniowości”, z której wynika, że czynniki łącząc się, wywołują często skutek ilościowo, a nawet jakościowo inny od sumy efektów generowanych przez każdy z nich z osobna.

W ostatnich 25 latach XX. wieku zanotowano na świecie ponad 1950 różnego typu powodzi, które spowodowały śmierć ponad 170 tys. ludzi, a prawie 2,5 mln osób pozbawiły dobytku. Najwięcej ich wystąpiło w Azji – 725 i około 500 w obu Amerykach (*Emergency Events...*, 2007). Biorąc pod uwagę tylko kontynent europejski łatwo dostrzeżemy, że w latach 1973–2002 liczba katakliz-

mów wywołanych powodzią dość systematycznie tam rosła. Łącznie w cytowanym 30-leciu zdarzyły się na nim 264 powodzie, przy czym tylko w ostatniej dekadzie tego trzyletnia była ich 179, a w latach 2000 i 2002 zanotowano rocznie ponad 30 tego rodzaju zdarzeń ekstremalnych. Straciło w nich życie 2626 osób, a prawie 9 milionów było narażone na niekorzystne skutki gospodarcze i społeczne wywołane tymi zdarzeniami. Straty zostały oszacowane łącznie na około 72 mld euro, a w samym tylko w 1991 r. przekroczyły 25 mld euro. Podobny trend dostrzec można analizując dane z powodzi, które zdarzyły się na całym świecie w XX w. (Kowalczak, 2007). Można więc zadać pytania, czy liczby te dowodzą, że tego rodzaju kataklizmów jest coraz więcej i mają one coraz większe rozmiary, czy też my i nasza gospodarka jesteśmy coraz bardziej podatni i wrażliwi na zjawiska powodzi. Może być również tak, że odpowiedź na oba pytania jest twierdząca i ten wariant, z oczywistych powodów, będzie dla nas najmniej przyjemny.

Tabela 1 prezentuje zestawienie największych powodzi jakie zdarzyły się na świecie tylko w ostatniej pentadzie XX wieku. Jak łatwo policzyć, liczba śmiertelnych ofiar przekroczyła 20 tysięcy, a liczba osób dotkniętych tymi kataklizmami dorównuje populacji mieszkającej dziś na terytorium Polski. Szacuje się, że w powodziach ginie ponad 70% ludzi tracących życie w wyniku wszystkich katastrof naturalnych (Kowalczak, 2007). W latach 1985–1999 straty powodziowe stanowiły też 29% globalnych strat wywołanych przez klęski żywiołowe (Kundzewicz, 2000).

Miary odpływów maksymalnych

Precyzyjne zdefiniowanie pojęć wezbranie i powódź nie jest proste, można tu bowiem stosować różne kryteria, w tym: hydrologiczne, przyrodnicze i gospodarcze. Definicja wezbrania dość istotnie zależy także od przyjętego poziomu odniesienia, czyli od **stanu wody** lub **przepływu granicznego**. W potocznym znaczeniu, wezbraniem nazywamy gwałtowne i wyraźne podniesienie się stanu wody w rzece lub w innym zbiorniku wody powierzchniowej, wywołane wzmożonym zasilaniem lub podpiętrzeniem spowodowanym utrudnieniami w swobodnym odpływie wody. Stan podniesionego zwierciadła utrzymuje się zwykle przez pewien czas, a zatem wezbranie należy rozpatrywać jako okres hydrologiczny, w którym stany są wyższe niż przed jego rozpoczęciem. Wezbranie należy więc analizować zarówno w kategoriach jego wysokości, jak i czasu trwania (Jokiel i Tomalski, 2004).

Pojęcie wezbranie nie jest przy tym tożsame z pojęciem powódź, choć oczywiście są one wzajemnie powiązane. O ile wezbranie jest zjawiskiem hydrologicznym, o tyle powódź należy do grupy zjawisk o charakterze przyrodniczo-gospodarczym. Upraszczając nieco można powiedzieć, że powódź jest to wezbranie przynoszące szkody człowiekowi, w tym szkody gospodarcze, społeczne

Tabela 1. Katastrofalne powodzie na świecie w latach 1995–2000
Disastrous floods on the world in the period 1995–2000

Data	Kraj	Rzeki	Geneza	Czas trwania (dni)	Liczba ofiar	Liczba ewakuowanych (tys.)	Straty (mln USD)
I 1995	Stany Zjednoczone (płn. Kalifornia)	Sacramento, Russian, Napa, Pataluma, Smith	sztorm	9	11	11	1350
I/II 1995	Niemcy, Francja, BENELUX	Moza, Fulda, Waal, Mozela, Ren, Sekwana	opady/roztopy	15	27	250	4 000
I 1997	Madagaskar	Betsiboka, Mahavavy	cyklon	7	140	30	-
VII 1997	Czechy	Odra, Opava, Olza	opady	19	48	40	1 800
VII 1997	Polska	Odra, Wisła	opady	26	54	160	1 000
VIII 1997	Pakistan	Jhelum, vChenab, vSatledź	monsun	5	140	21	-
IX 1997	Wietnam, Tajlandia	Mekong, Rzeka Czerwona	cyklon	2	313	30	500
X/XI 1997	Somalia	Webi Jubba, Webi Shabeelle	opady	25	1 830	230	-
IV 1998	Wielka Brytania	Nene, Avon, Severn, Cherwell, Brook, Piddle	opady	4	5	0,3	1 300
IV/V 1998	Argentyna, Urugwaj, Paragwaj	Parana, Urugwaj, Teuca	opady	24	68	700	2 500
IV/V 1998	Tadżykistan	Piandź, Wachsz, Amu-Daria	opady	14	203	20	66
VII 1998	Chiny (Shaanxi)	Huang-he, Fan-he	opady	16	113	90	145
VII–IX 1998	Bangladesz, płn.-wsch. Indie	Jamuna, Brahmaputra, Ganges, Kosi	opady/monsun	80	2 632	2 500	3 400
VIII/IX 1998	płn. Chiny	Nenjiang, Songhua, vSungan, Liaohu, Muren	opady	38	89	2 200	960
IX 1998	Ameryka Środkowa	Los Mochis, Empalme	huragany (Javier, Isis)	10	407	400	3
IX 1998	Dominikańska	Sonoro, San Bernardino, Guaymos	huragan Georges	2	353	11	-
X/XI 1998	Ameryka Środkowa	małe rzeki górskie i wyżynne	huragan Mitch	13	11 000	2 000	-
II 1999	wsch. Australia	Mary, Diamantina	opady/cyklon	6	7	1,4	300
II 1999	Filipiny	Larapan	opady	2	39	2,7	-

Data	Kraj	Rzeki	Geneza	Czas trwania (dni)	Liczba ofiar	Liczba ewakuowanych (tys.)	Straty (mln USD)
IV 1999	Kolumbia	Oyucu, San Jorge	opady	7	26	0,3	-
V 1999	Szwajcaria, Niemcy, Austria	Ren, Aare	opady/roztopy	6	2	-	33
V 1999	Pakistan	Indus	cyklon	2	168	200	10
V 1999	Niemcy, Austria, Szwajcaria	Dunaj, Iller, Ren, Izera, Ammer, Wertach	opady	8	6	2	1 170
VI-VIII 1999	Chiny	Jangcy	opady	42	725	5 530	8 000
VII 1999	Rumunia, Węgry	Siret, Samosz, Riul Mare	opady	8	16	3,1	7
I-III 2000	Mozambik, RPA, Botswana	Incomati, Limpopo, Umbeluzi, Gaborone, Sabi	opady/cyklon	61	929	733	1 000
II-III 2000	Madagaskar	Mangoky, Tsibihina	opady/cyklon	23	200	800	-
V 2000	Timor	Beneneai	opady	8	126	15	-
V-VI 2000	Chiny (Syczuan)	Mirjiang	opady/monsun	19	94	9	81
VIII 2000	pn. Indie, Bangladesz, Nepal	Brahmaputra, Padma, Ganga, Jamuna, Kosi	opady/monsun	28	630	4 000	50
VIII 2000	pd. Indie	Godaveri	opady/monsun	9	162	3 000	177
VIII/IX 2000	Kambodża, Wietnam, Tajlandia	Mekong, Bassac, Tonle Sap	opady/monsun	85	1150	6 500	800
X 2000	Algieria, Maroko	Vadi Muluja, Wasz Szalif	opady	3	28	0,4	-
XII 2000	Indonezja, Tajlandia, Maleszja	Bata, Kumpung, Pantai, Golok, Padang	opady	10	250	70	95
V 2001	Rosja	Lena, Jenisej, Ob	opady/zatory lodowe	13	-	46	4

Źródło/Source: Dartmouth Flood Observatory.

i moralne – jest zatem jedną z klęsk żywiołowych. Powódź jest zawsze wynikiem wezbrania, ale nie każde wezbranie musi się skończyć powodzią. Miernikiem wielkości powodzi może być zarówno liczba ofiar, jak i wielkość strat materialnych.

Wielkość kulminacji wezbrań mieści się w bardzo szerokich granicach. Zależy ona od ilości przepływającej wody, jak też od czynników wpływających na szybkość przepływu. Do najważniejszych należą tu: spadek, szerokość i kształt koryta, wielkość i charakter terasy zalewowej oraz zabudowa hydrotechniczna. Najwyższe kulminacje występują w rzekach górskich i wyżynnych. Francuska Garonna w Agen podnosi swe wody na wysokość 12 m, Nil w Asuanie na 15, a Missisipi na 18. Jednocześnie wezbrania Kolorado mogą sięgać 30 m, Parany – 40, a Jangcy – 60, a nawet 82 m (wąwozy powyżej Yichang) – M. Pardé (1957).

W trakcie wezbrania rzeką odpływa ogromna ilość wody. Zależy ona oczywiście od warunków, w jakich formuje się wezbranie oraz od charakteru dorzecza i rzeki. Amazonka w czasie kulminacji wezbrań wprowadza do Atlantyku około 200 tys., Jenisej 100 tys., a Missisipi 70 tys. $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wody (Czaya, 1987). W porównaniu z tymi przepływami, objętości wody w trakcie wezbrań największych polskich rzek prezentują się niezbyt okazale: Wisła przy ujściu – 10 tys. $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Odra 3,3 tys. $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Dobrą charakterystyką, dającą odpowiedź na pytanie o ilość wody odpływającą z jednostkowej powierzchni zlewni podczas kulminacji wezbrania – jest odpływ jednostkowy wyrażony w $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ lub jego odpowiednik – warstwa odpływu podawana w mm. Obie te charakterystyki nadają się do analiz porównawczych. Odpływ jednostkowy oblicza się według wzoru:

$$q = \frac{1000 \cdot Q}{A}, \text{ gdzie:} \quad [1]$$

q – odpływ jednostkowy ($\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$),

Q – natężenie przepływu ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

A – powierzchnia zlewni (km^2).

Na świecie kulminacyjne odpływy jednostkowe rzek osiągają ogromne rozmiary. Bardzo wysoki maksymalny odpływ jednostkowy notuje się w czasie tzw. *flash floods*, czyli spływów z bardzo małych i małych zlewni: Humboldt River w Stanach Zjednoczonych – 114 000 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (1973 r.), Brawley Wash koło Tucson także w USA – 93 000 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (1962), Halawa na Hawajach 63 500 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (1965). Wielkie odpływy zanotowano też w prowincji Nèi Měnggǔ w Chinach – 41 000 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ i w rejonie Nántóu na Tajwanie – 30 000 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (1979 r.). Z terytorium Europy można także podać przykłady wysokich odpływów: islandzka Skeiðará 38 000 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (1996), mała alpejska Orba w Zorbino 17 700 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ czy równie mała Tyne (East Lothian) z Wielkiej Brytanii – 10 000 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Hersch, 2004). Wielokrotnie niższe maksymalne odpływy jednostkowe są charakterystyczne

dla dużych rzek i dorzeczy przekraczających 1 mln km²: święta Narmada (Indie) – 780 dm³·s⁻¹·km⁻² (1970 r.), Jangcy 108 dm³·s⁻¹·km⁻² (1870), Orinoko 117 dm³·s⁻¹·km⁻² (1905), Lena 78 dm³·s⁻¹·km⁻² (1967), czy Missisipi w Arkansas City – 23 dm³·s⁻¹·km⁻² (1927 r.). Można przy tym wyznaczyć górną obwiednię pokazującą maksymalny przepływ rzeki dla danej powierzchni zlewni, a zatem maksymalny odpływ jednostkowy. Dla rzek świata związek ten opisuje w przybliżeniu równanie podane przez J.A. Rodiera i M. Roche'a (1984):

$$WWQ \approx 500 \cdot A^{0,43}, \quad [2]$$

WWQ – najwyższy notowany przepływ (m³·s⁻¹), pozostałe oznaczenia jw.

Dla rzek europejskich równanie podobnej obwiedni przedstawili autorzy (Bartnik i Jokiel, 2007):

$$\frac{1}{\log(WWQ)} = 0,248 + 0,483 \cdot \exp[-\log(A)]. \quad [3]$$

Z równania [3] wynika, że dla powierzchni zlewni równej 10 km² przepływ nie powinien być większy niż 250 m³·s⁻¹ (25 000 dm³·s⁻¹·km⁻²); przy 100 km² wartość ta wyniesie około 1 500 m³·s⁻¹ (15 000 dm³·s⁻¹·km⁻²), a dla 1 000 km² – 4 500 m³·s⁻¹ (4 500 dm³·s⁻¹·km⁻²). Dla dorzecza o wielkości 200 000 km² (Wisła), przepływy maksymalne nie powinny przekroczyć 12 000 m³·s⁻¹, co dałoby odpływ jednostkowy równy około 60 dm³·s⁻¹·km⁻². Warto przy tym zauważyć, iż absolutne maksima europejskie są wyraźnie niższe od porównywalnych wartości notowanych w innych częściach świata, np. przepływ maksymalny dla powierzchni około 1000 km² jest w rzekach europejskich ponad dwukrotnie niższy, a dla 100 km², prawie 2,5-krotnie. Mniejsze różnice dotyczą zlewni dużych.

Nieco inne podejście zaproponowali J.M. O'Connor i J.E. Costa w odniesieniu do rzek Stanów Zjednoczonych (2004a, b). Na podstawie ponad 35 663 kulminacji wezbrań z ponad 14 800 wodowskazów obliczyli 99% i 90% maksymalne przepływy rzek USA w funkcji powierzchni ich zlewni, podając jednocześnie liniowe równania związków postaci:

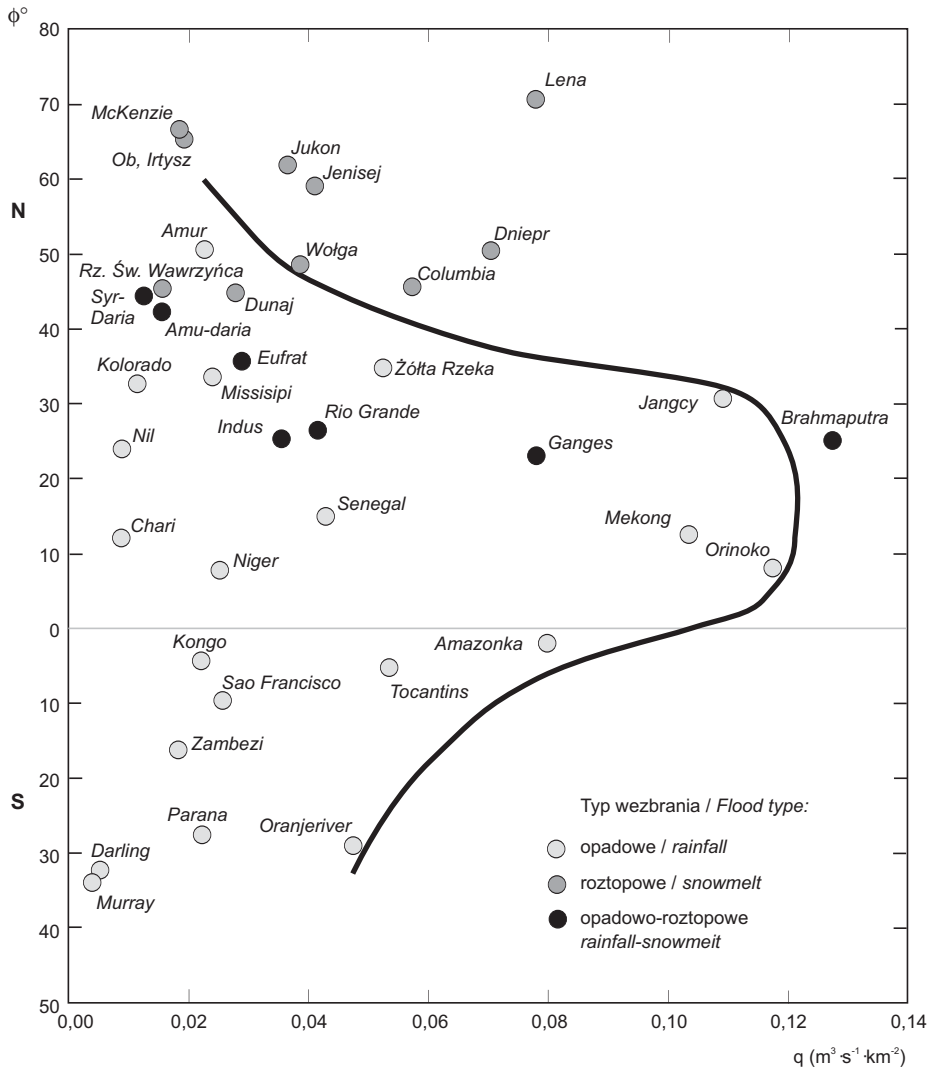
$$\begin{aligned} Q_{90\%} &= 24,3 \cdot A^{0,57} \\ Q_{99\%} &= 74,0 \cdot A^{0,53}, \text{ gdzie} \end{aligned} \quad [4]$$

Q_% – przepływ maksymalny o danym prawdopodobieństwie (m³·s⁻¹).

Z badań tych wynika również, że kwantyle o prawdopodobieństwie 99% zostały przekroczone na 284 wodowskazach zamykających zlewnie zarówno małe jak i duże (na niektórych nawet 2 razy).

Najgroźniejsze i największe są wezbrania opadowe i opadowo-roztopowe, i to nie tylko w odniesieniu do małych zlewni. Diagram wykonany na podstawie

danych podanych przez J.A. Rodiera i M. Roche'a (1984) wskazuje nawet na istnienie uwarunkowanej strefowo, swoistej granicy wielkości odpływu jednostkowego z dorzeczy największych rzek świata (ryc. 1).



Ryc. 1. Odpływ jednostkowy większych rzek świata w funkcji szerokości geograficznej miejsca, w którym zmierzony został przepływ maksymalny (O'Connor i Costa, 2004).

Unit runoff of the world's more major river basins and their geographical latitude at the station where the record flood was measured (after O'Connor and Costa, 2004).

Inną charakterystyką względną pozwalającą waloryzować odpływy maksymalne jest miara zwana indeksem Françoou lub też indeksem K (Françoou i Rodier, 1969; Rodier, 1987; Smith i Ward, 1998). Opiera się ona, podobnie jak odpływ jednostkowy, na natężeniu przepływu i powierzchni zlewni. Ma postać:

$$K = 10 \cdot \left(1 - \frac{\log Q_{\max} - 6}{\log A - 8}\right), \text{ gdzie:} \quad [5]$$

Q_{\max} – przepływ maksymalny ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),
 A – powierzchnia zlewni (km^2).

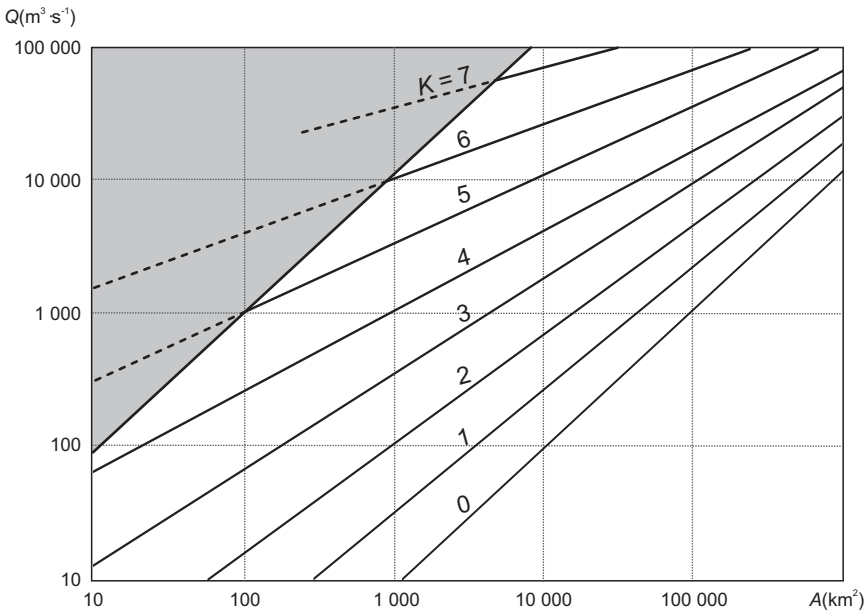
Rozwiązanie to jest prostym przekształceniem formuły „obwiedni” przepływów maksymalnych (Françoou i Rodier, 1969) danej równaniem:

$$\frac{Q_{\max}}{Q_0} = \left[\frac{A}{A_0} \right]^{\left(1 - \frac{K}{10}\right)}, \text{ gdzie:} \quad [6]$$

Q_0 – przepływ graniczny równy 10^6 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),
 A_0 – powierzchnia graniczna równa 10^8 (km^2).

Indeks K jest wielkością niemianowaną, pozwalającą porównywać rozmiary kulminacji wezbrań w zlewniach o różnej wielkości. Zdaniem wielu cytowanych wyżej autorów, im wyższy jest ten wskaźnik, tym większa jest podatność zlewni (rzeki) na występowanie powodzi. Jest on więc swoistą miarą **powodziowości** rzeki. Można nawet zaryzykować tezę, że może on być uznany za estymator kulminacji **maksymalnego wiarygodnego wezbrania**. Zależność między maksymalnym przepływem a powierzchnią zlewni i odpowiadające tej relacji wartości indeksu K ilustruje rycina 2.

Przykłady obliczonych indeksów K dla różnych rzek świata przedstawili m.in. K. Smith i R. Ward (1998). Bardzo wysokim indeksem K cechuje się Amazonka – 6,76. Nieco mniejsze liczby uzyskano dla japońskiej Shingū Oga – 6,29, indyjskiej Narmady – 6,21, czy północnoamerykańskiej West Nueces – 6,16. Skrajnie wysoki indeks K charakteryzował także, cytowane już wyżej, wezbranie typu *jökulhlaup* islandzkiej Skeiðary – 7,34 (Bartnik i Jokiel, 2007). Inne przykłady można znaleźć w pracy J.A. Rodiera (1987), np.: Doring z RPA 3,58; marokańska Ziz 4,68; Berszeba z Izraela 3,96, czy też australijska Gaskon 3,52. Indeksy K rzek europejskich mogą być także dość duże (Bartnik i Jokiel, 2007): francuska Tech w Pas du Loup 5,61, brytyjska Divie 5,01, włoska Orba 5,46, czy hiszpańska Almanzora 5,24. Z cytowanych wyżej obliczeń wynika też, iż 90% wartości K , obliczonych dla rzek europejskich, mieści się w przedziale (1,770–4,866). Jednocześnie, teoretyczne prawdopodobieństwo przekroczenia $K = 4,866$ wynosi na naszym kontynencie około 5%.



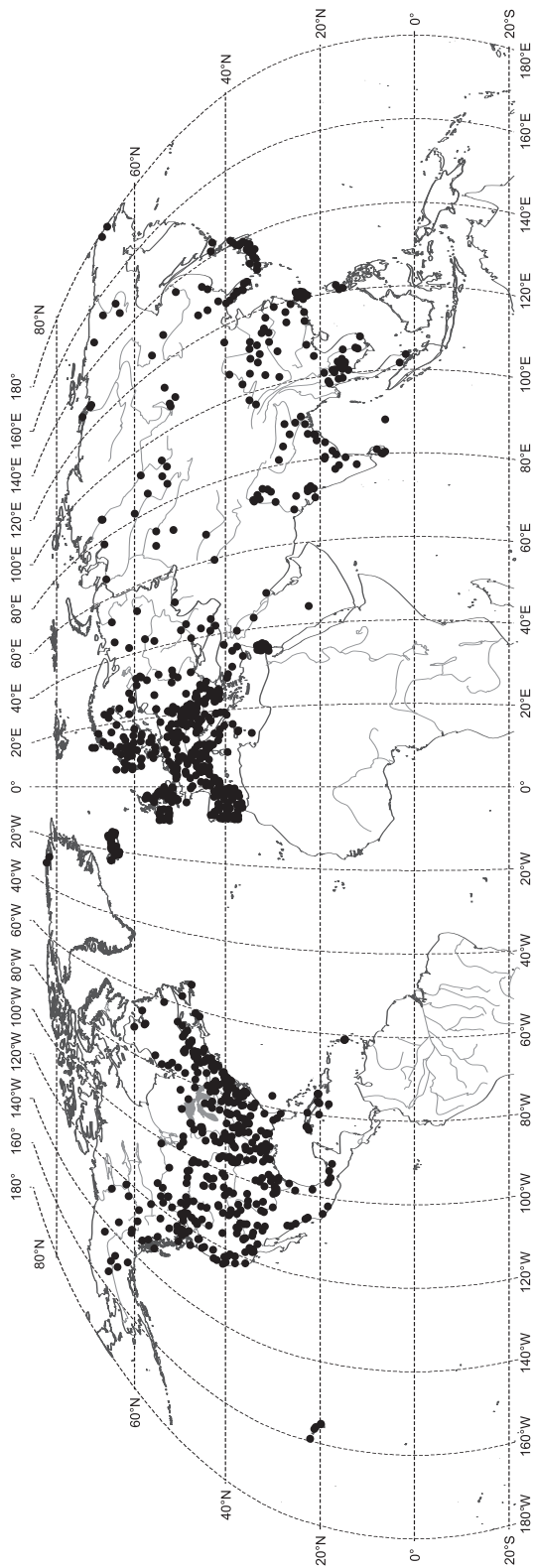
Ryc. 2. Zależność przepływów maksymalnych rzek od powierzchni ich zlewni na świecie przy różnych współczynnikach K (Daganowskij i Malinik, 2004)

Relationship between maximum river discharge and basin area across the world, with different K coefficients (after Daganowskij and Malinik, 2004)

Indeksy K rzek Polski nie przekraczają wartości 5,0: Łopuszanka (Piaski) – 4,64; Kamienica (Łabowa) 4,26; Miechówka (Miechów) 4,42; Dunajec (Nowy Sącz) 4,31 (Twaróg, 2004; Jokiel i Tomalski, 2004). Tylko w niespełna 10% przypadków indeksy K były dotychczas większe od 3,5. W trakcie pamiętnej powodzi w dorzeczu Odry w 1997 r., odpływy jednostkowe w zlewniach dorzecza Odry wynosiły dla przekroju w Raciborzu-Miedoni – $462,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a w Opolu $318,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Stachy i Bogdanowicz, 1997). Odpowiadające tym kulminacjom indeksy K były równe odpowiednio 3,99 i 3,77 (Jokiel i Tomalski, 2004).

Odpiły maksymalne i indeksy powodziowości

Do analiz wykorzystano maksymalne zanotowane przepływy 1007 rzek półkuli północnej z kontynentów: europejskiego (428), północnoamerykańskiego (378) i azjatyckiego (201), zaczerpnięte z różnych publikacji i źródeł (*Med-Hycos*, 2001; Rodier i Roche, 1984; Stanescu i Matreata, 1997; Herschy 1998; Arnell, 2002; Hershy, 2004). Powierzchnie zlewni tych rzek zawierały się w przedzia-



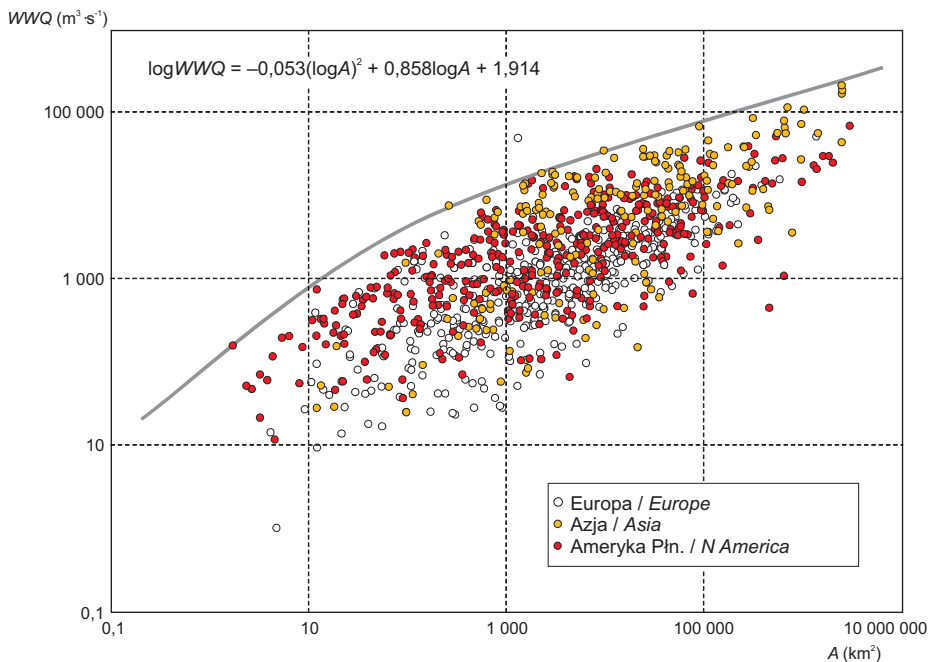
Ryc. 3. Przestrzenne rozmieszczenie rzek
Spatial distribution of the rivers studied

le od 1,7 km² (Hanopou Stream na Hawajach) do 2 928 300 km² (Missisipi w Arkansas), a przepływy maksymalne (WWQ) od około 1 m³·s⁻¹ (Vesenkana-len w Szwecji) do 215 000 m³·s⁻¹ (Lena w Kusur). Wszystkie WWQ pochodzą z lat 1900–2000, przy czym poszczególne serie miały różną długość (od 20 do 100 lat), ale pochodziły z różnych okresów stulecia. Przestrzenne rozmieszczenie badanych przekrojów ilustruje rycina 3.

Przepływy maksymalne (WWQ_{max}), w funkcji powierzchni zlewni (A) przedstawiono na rycinie 4. Zawiera ona również obliczone na bazie materiału hydro-metrycznego równanie obwiedni, które można uznać za charakterystyczne dla półkuli północnej postaci:

$$\log(\text{WWQ}_{\max}) = -0,053(\log A)^2 + 0,0858\log A + 1,914. \quad [7]$$

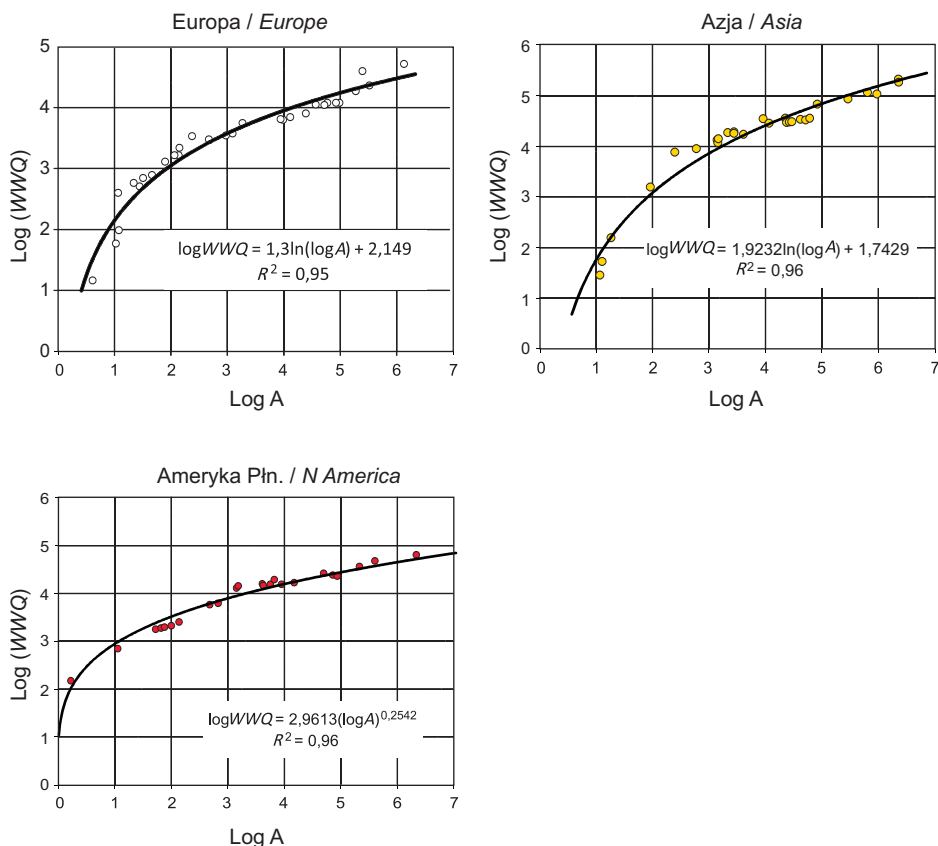
Formuła ta pozwala oszacować maksymalny możliwy przepływ (WWQ_{max}) rzeki półkuli północnej w zależności od powierzchni jej zlewni. Dla powierzchni zlewni około 10 km² przepływ nie powinien być wyższy od 900 m³·s⁻¹ (90 000 dm³·s⁻¹·km⁻²); przy 1000 km² wartość ta wyniesie około 11 500 m³·s⁻¹ (11 500 dm³·s⁻¹·km⁻²), a dla 100 000 km² – 80 000 m³·s⁻¹ (800 dm³·s⁻¹·km⁻²). Dla powierzchni 1 mln km², przepływ maksymalny nie będzie większy niż



Ryc. 4. Przepływy maksymalne (WWQ_{max}) w funkcji powierzchni zlewni (A)
Maximum discharges (WWQ_{max}) as related to basin areas (A)

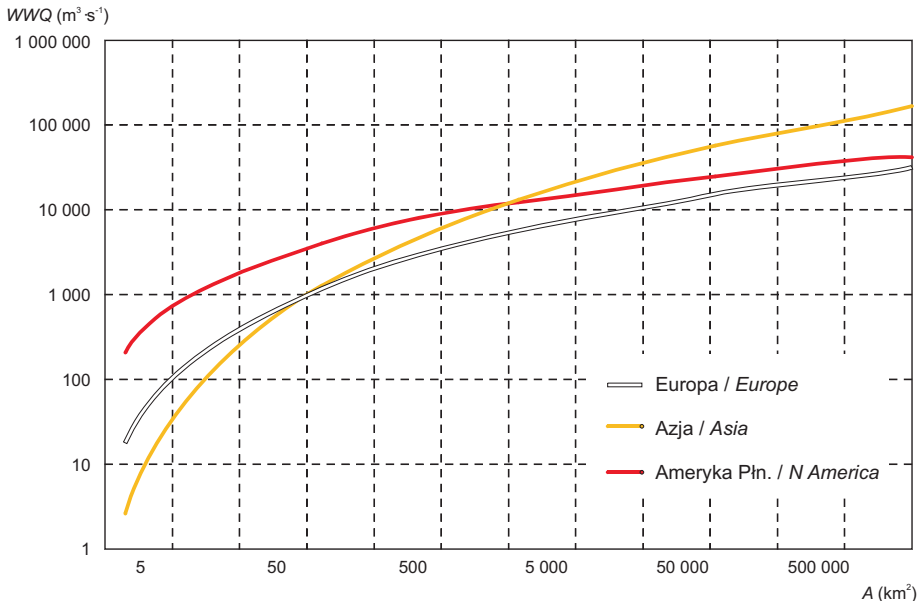
12 000 m³·s⁻¹. Odptyw jednostkowy byłby wówczas równy około 120 dm³·s⁻¹·km⁻². Krzywa ta różni się nieco od podanej przez J.A. Rodiera i M. Roche'a w 1967 r. obwiedni dla rzek świata. Uzyskane przepływy maksymalne będą tu nieco wyższe od obliczonych równaniem [2], przy czym największe różnice dotyczą zlewni małych (<10² km²) i bardzo dużych (>10⁵ km²).

Podobne krzywe obwiedni obliczono dla poszczególnych kontynentów (ryc. 5). Na prezentowanych diagramach zaznaczono wyłącznie punkty „skrajne” – reprezentujące zlewnie o najwyższych odptywach, dla danej powierzchni. Funkcje użyte do aproksymacji tych obwiedni charakteryzuje najwyższy stopień dopasowania spośród branych pod uwagę krzywych. Zauważmy, że krzywe wyznaczone dla Azji i Europy opisuje ten sam typ funkcji, zaś obwiednia „amerykańska” bardzo szybko rośnie w strefie małych powierzchni zlewni. Te różnice kształtu dobrze ilustruje rycina 6. Dla powierzchni około 5 km² prze-



Ryc. 5. Krzywe obwiedni obliczone dla poszczególnych kontynentów
Envelope curves calculated for the different continents

przepływy maksymalne rzek Ameryki Północnej mogą być wielokrotnie większe od oszacowanych dla rzek europejskich czy azjatyckich. Natomiast dla powierzchni zlewni większej od 1000 km², przepływy maksymalne rzek w Azji będą wyraźnie większe od europejskich i amerykańskich. Uwarunkowania klimatyczne i związane z nimi reżimy odpływu rzecznoego na poszczególnych kontynentach są tu więc wyraźnie widoczne.



Ryc. 6. Różnice kształtu krzywych obwiedni
Differences in the shapes of envelope curves

Na podstawie WWQ obliczono też maksymalne odpływy jednostkowe (WW_q) i odpowiadające im indeksy powodziowości K (indeksy Rodiera) – tabela 2.

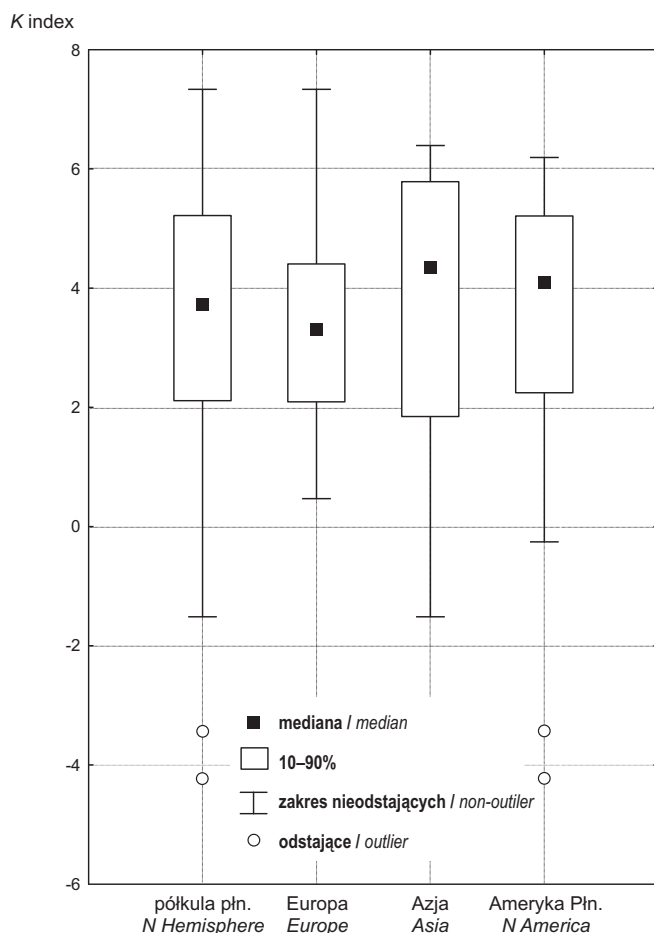
Warto podkreślić, że absolutne maksimum odpływu w Europie (indeksu Rodiera również) wiąże się z wezbraniem typu *jökulhlaup* (uwolnienie wód z jeziora podlodowcowego w wyniku eksplozji wulkanu), ma zatem inną genezę niż pozostałe wezbrania, które wiążą się z czynnikami pogodowymi. Jeśli pominiemy ten przypadek, to największy odpływ jednostkowy na naszym kontynencie wystąpił w 1940 r. w zlewni potoku Canideil (Francja) – 34 483 dm³·s⁻¹·km⁻². Największą powodziowością cechował się także francuski strumień Tech w Pas du Loup (236 km²) – 5,61. Wydaje się również, że odpływy jednostkowe przekraczające 40 000 dm³·s⁻¹·km⁻², obliczone dla małych potoków amerykańskich na podstawie szacunków przepływu w okresie *flash flood*, są obciążone znac-

Tabela 2. Odpiływ maksymalne i indeksy Rodiera
Maximum specific runoffs and Rodier's indexes

Kontynent	Odpiływ jednostkowy ($\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)		Indeks Rodiera	
	q_{max}	q_{sr}	K_{max}	K_{sr}
Europa	38 461 (Skeiðará, Islandia)	1333	7,30 (Skeiðará, Islandia)	3,30
Ameryka Płn.	95 294 (Honopou, Hawaje)	1646	6,19 (Nueces, USA)	3,88
Azja	30 038 (Choshui, Tajwan)	4117	6,39 (Kołyma, Rosja)	4,13

q_{max} , q_{sr} , K_{max} , K_{sr} – maksymalny i średni.

q_{max} , q_{sr} , K_{max} , K_{sr} – maximal and average.

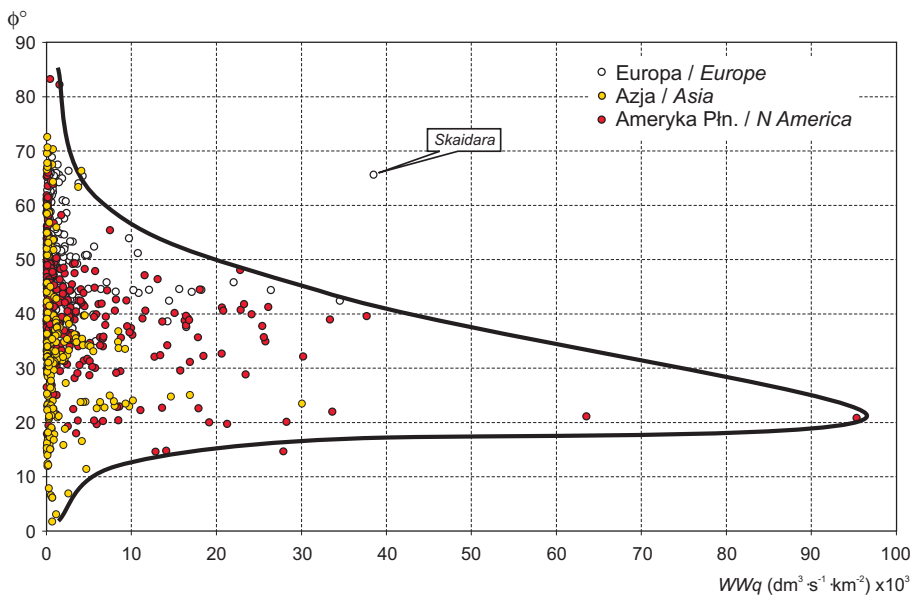


Ryc. 7. Podstawowe cechy rozkładów indeksu K
Basic features of K-index distributions

nymi błędami i zapewne przeszacowane, powinny więc być traktowane bardzo ostrożnie.

Rycina 7 ilustruje podstawowe cechy rozkładów indeksu K w odniesieniu do poszczególnych kontynentów i w skali całej półkuli północnej. Warto zwrócić uwagę na szerokość przedziałów 80% liczebności, jak również na ich położenie. Najwęższy przedział 80% liczebności dotyczy Europy, najszerszy Azji. „Najwyżej” położona jest granica tego przedziału także w przypadku Azji. Jeśli brać pod uwagę indeks K , największa powodziowość charakteryzuje rzeki azjatyckie, a najmniejsza – europejskie. W odniesieniu do całej półkuli północnej, 80% indeksów powodziowości zawiera się w przedziale od 2,1 do 5,1, przy medianie bliskiej 3,8. Komentarza wymagają także ujemne wartości indeksu uzyskane w przypadku kilku rzek – sytuacje te dotyczą rzek, w których przepływy maksymalne są niewspółmiernie małe w stosunku do wielkości ich zlewni (np. Rio Grande lub Huáng Hé).

Pewien pogląd na przestrzenne (strefowe) rozmieszczenie zaobserwowanych, maksymalnych odpływów jednostkowych na półkuli północnej daje rycina 8. Warto dostrzec, że najwyższe odpływy jednostkowe ($> 25\ 000\ \text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) zostały zanotowane między 15° i 45° szerokości geograficznej północnej. Równocześnie powyżej 50°N maksymalne odpływy nie przekraczają zwykle $5\ 000\ \text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.



Ryc. 8. Rozmieszczenie zaobserwowanych, maksymalnych odpływów jednostkowych na półkuli północnej

Spatial distribution of maximum specific runoffs in the Northern Hemisphere

Maksima odpiyty w XX wieku

Wiele wskazuje, że w ostatnim okresie wzrasta liczba i skala przyrodniczych zdarze3 ekstrelnalnych, a w szczeg33lnoci gwa3townych wezbra3 rzek i kl3sk wywo3anych tymi zjawiskami. Wynikiem s3 „kasandryczne” prognozy i scenariusze zdarze3, ocieraj3ce si3 nieraz skal3 o biblijny potop. Opinie specjalist3w nie s3 jednak w tym wzgl3dzie jednoznaczne, cho3by dlatego, że sama definicja powodzi jest nieostra i zawiera wiele ocen subiektywnych, zale3nych od warunk3w geograficznych oraz poziomu rozwoju technicznego i spo3ecznego.

Dysponuj3c cytowanym wy3ej materia3em liczbowym autorzy podj3li pr3b3 sprawdzenia, czy w skali XX w. mo3na m33wi3 o przyro3cie liczby i wielko3ci wezbra3 na wybranych trzech kontynentach p33lkuli p33nocnej. W tym celu obliczono dla ka3dego roku okresu 1900–2000 sum3 wszystkich maksim3w (WWQ), zarejestrowanych w rzekach danego kontynentu. Uzyskane warto3ci wyrazono w procentach w stosunku do liczby obserwowanych w danym roku rzek. Warto33 t3 nazwano **wska3nikiem wysokiej wody** – WW (Bartnik i Jokiel, 2007). Pokazuje on, w jakim procencie obserwowanych w danym roku rzek danego kontynentu zanotowano w danym roku WWQ (przep3yw najwy3szy z okresu obserwacji danej rzeki).

Ka3de absolutne maksimum przep3ywu rzeki (WWQ) opisuje por3wnywalny i niemianowany indeks K , charakteryzuj3cy skal3 danego zdarzenia. Iloczyn WW i sumy indeks3w K z poszczeg3lnych lat pozwala zatem oceni3 nie tylko wzgl3dn3 liczebno33 ekstrem3w na danym kontynencie, lecz r3wnie3 ich skal3 w danym roku, a co za tym idzie, umo3liwi analiz3 zmian „powodziowoci kontynentu” w wieloleciu (Bartnik i Jokiel, 2007):

$$IWW_i = WW_i \cdot \sum_{j=1}^N K_i, \text{ gdzie:} \quad [8]$$

IWW_i – indeks wysokiej wody dla roku i ,

WW_i – wska3nik wysokiej wody dla roku i ,

K_i – indeks powodziowoci Rodiera dla roku i ,

N – liczba rzek, w kt3rych w roku i zanotowano WWQ.

Podobnych oblicze3 dokonano w odniesieniu do ca3ego zbioru WWQ (dane z trzech kontynent3w), obliczaj3c stosowny wska3nik i indeks dla p33lkuli p33nocnej. Wieloletni3 zmienno33 wska3nik3w WW obliczonych dla poszczeg3lnych kontynent3w ilustruje rycina 9, za3 odpowiadaj3ce im indeksy wysokiej wody – rycina 10 (A-C). Indeksy IWW uzyskane dla p33lkuli p33nocnej (3 kontynenty) przedstawia rycina 9. Tabela 3 prezentuje natomiast lata, w kt3rych wska3niki WW i indeksy powodziowoci IWW by3y najwy3sze i najni3sze.

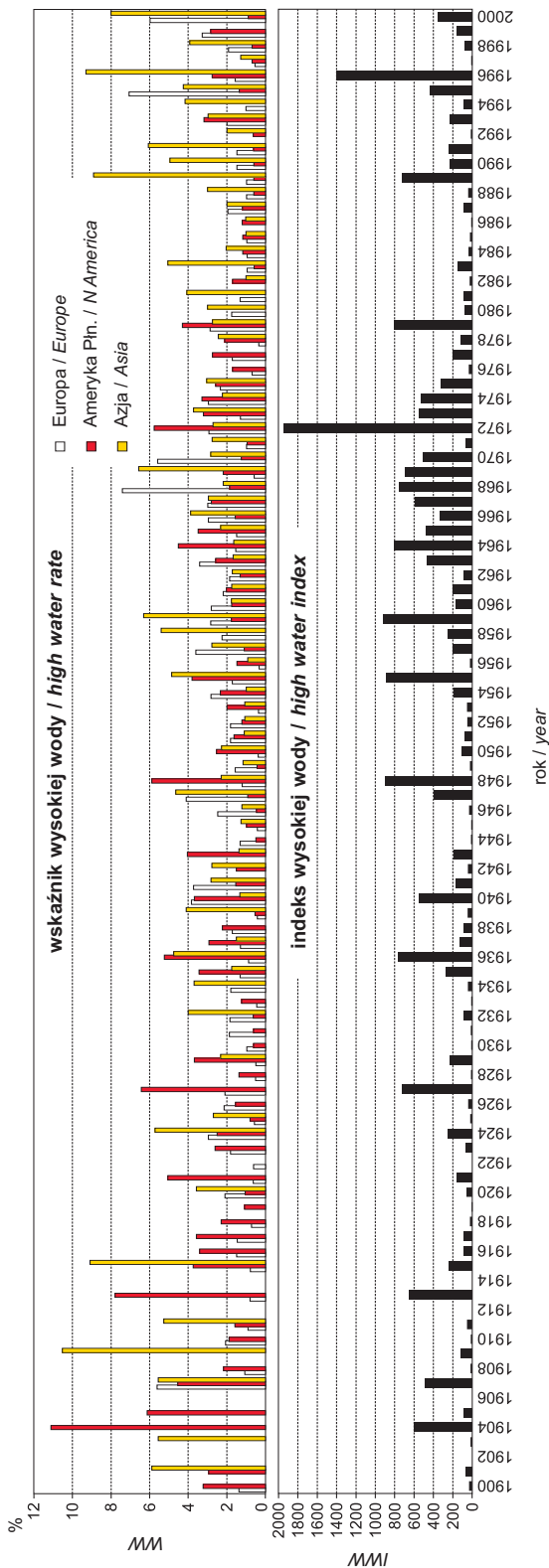
Z informacji zawartych na rycinach 9 i 10 jasno wynika, że w latach 1950–2000 względna liczba i skala wysokich wezbrań rzek była wyraźnie większa od notowanej w pierwszej połowie wieku. Świadczą o tym zarówno wskaźniki WW, jak i IWW. Na wszystkich trzech kontynentach wyraźnie zaznaczyło się dwudziestolecie 1960–1980, przy czym w Azji okres wysokiej powodziowości rzek przedłużył się praktycznie do końca XX wieku. Warto jednocześnie zauważyć, że te same lata były w Ameryce, a także w Europie, fazą wyjątkowego spokoju, jeśli chodzi o wysokie wezbrania. Obliczone w toku analiz współczynniki korelacji między IWW poszczególnych kontynentów wynoszą: $r(E/Az) = 0,148$, $r(E/Am) = 0,164$ i $r(Az/Am) = -0,01$, są więc statystycznie nieistotne. Zatem definiowana indeksem wysokiej wody powodziowość danego roku nie zmienia się synchronicznie na poszczególnych kontynentach. Zauważmy jednak, że zmiany IWW Europy są w tym samym stopniu „podobne” do zmian indeksu Azji, jak i Ameryki, indeksy dwu ostatnich kontynentów nie wykazują zaś żadnego podobieństwa.

Analizując zawartość tabeli 3 łatwo dostrzegamy także, że w Eurazji lata o największej względnej liczbie wysokich wezbrań (WW) rozkładają się dość równomiernie w stuleciu. Natomiast w Ameryce Płn. 3 lata o największym wskaźniku WW wystąpiły w pierwszej połowie XX wieku. Jest ciekawe, że w całym stuleciu tylko w 3 latach nie zanotowano, w obserwowanych rzekach półkuli północnej, żadnego absolutnego maksimum przepływu (tab. 3). Za najbardziej powodziowe na tej półkuli należy zaś, w kolejności, uznać lata: 1972, 1996 i 1959. Analizując prezentowane diagramy zauważamy także, że lata, które w Polsce uznawane są za lata wielkich wezbrań i katastrofalnych powodzi – np. 1903, 1934, 1958, 1979 i 1997 – zaznaczają się tu dość słabo (1997), albo nie zaznaczają się wcale.

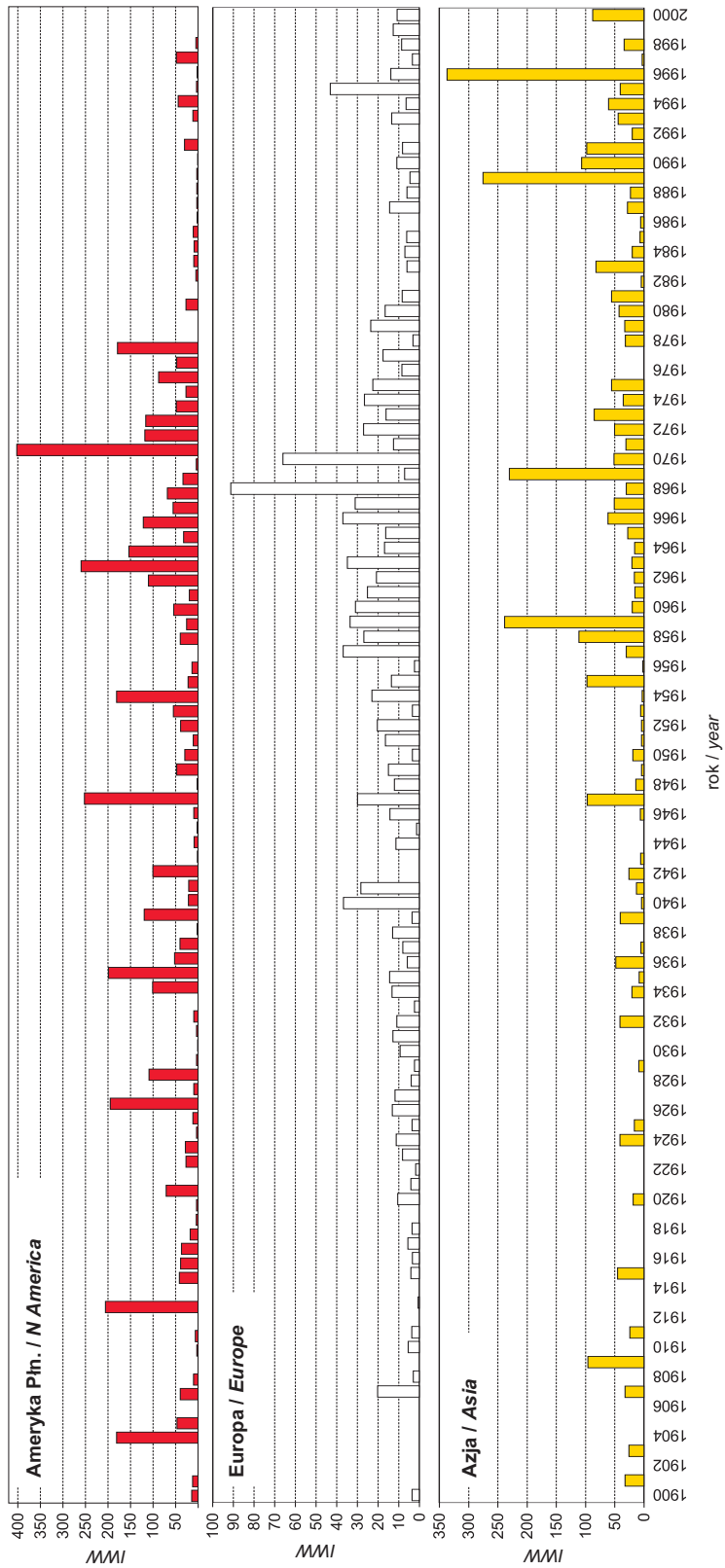
Tabela 3. Lata o największej i najmniejszej powodziowości
Years with maximum and minimum flooding index

Kontynent	WW = maks	WW = 0	IWW = maks
Europa	1968, 1995, 1907	wielokrotnie ostatnio: 1982, 1986, 1992	1968, 1970, 1995
Ameryka	1904, 1913, 1927	wielokrotnie ostatnio: 1960, 1961, 1994	1972, 1948, 1913
Azja	1909, 1996, 1915	wielokrotnie ostatnio: 1976, 1977, 1999	1996, 1989, 1959
Półkula Płn.	1907, 1995, 1968	1902, 1912, 1914	1972, 1996, 1959

Przedstawione wyżej wnioski należy traktować ostrożnie, gdyż zdefiniowane wyżej wskaźniki są miarami względnymi, pokazującymi na dodatek tylko jeden aspekt powodzi, a mianowicie wielkość przepływu maksymalnego, nie odnosząc



Ryc. 9. Wieloletnia zmienność wskaźników obliczonych dla poszczególnych kontynentów
 Long-time variability of calculated indexes for the different continents



Ryc. 10. Indeksy wysokiej wody (IWW) dla poszczególnych kontynentów
 High water indexes (IWW) for the different continents

się ani do czasu trwania zjawiska, ani do poziomu jego gwałtowności czy wielkości strat. Warto także podkreślić, że poszczególne epizody wezbraniowe mają równą wagę – przy konstrukcji wskaźnika i indeksu taką samą rolę odgrywa przepływ maksymalny np. Leny, jak WWQ małego potoku górskiego. Trzeba też zauważyć, że analizowany materiał z oczywistych powodów jest niejednorodny, bowiem liczba obserwowanych rzek w ciągu XX w. zmieniała się, a w drugim 50-leciu była znacznie większa niż w pierwszym.

Niepewność długoterminowych prognoz zmian w wektorze hydrologicznych zjawisk ekstremalnych jest niestety nadal duża – mimo istotnych postępów metodycznych, napływu coraz większej liczby danych i coraz szerszego spektrum uwzględnianych czynników. Jak zawsze, o trafności i precyzji prognoz czy scenariuszy decydują błędy i to nie tylko popełniane na poziomie ich formułowania, ale także te, które wiążą się z ich interpretacją. O ile globalne ocieplenie jest już rzadko kwestionowane, o tyle uchwycenie podobnego i dostatecznie wiarygodnego trendu w odniesieniu do częstości i skali ekstremów w hydrologii, a także czynników, które wpływają na zachowanie się systemu hydrologicznego, jest chyba jeszcze przed nami.

Piśmiennictwo

- Arnell N., 2002, *Hydrology and Global Environmental Change*, Pearson Ed., London.
- Bartnik A., Jokiel P., 2007, *Odptywy maksymalne i indeksy powodziowości rzek europejskich*, Gospodarka Wodna, 67, 1, Warszawa.
- Czaya E., 1987, *Rzeki kuli ziemskiej*, PWN, Warszawa.
- Daganovskij A.M., Malinik V.N., 2004, *Gidrosfera Zemli*, Gidrometeoizdat, Sankt-Petersburg.
- Emergency Events Database*, 2007, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), Université Catholique de Louvain, Ecole de Santé Publique; www.em-dat.be.
- Françou J., Rodier J.A., 1969, *Essai de classification des crues maximales*, [w:] *Floods and Their Computation: Proceedings of the Leningrad Symposium, August 1967*, IAHS-UNESCO-WMO, s. 518–527.
- Herschly R.W. (red.), 1998, *Encyclopedia of Hydrology and Water Resources*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- , 2004, *World Catalogue of Maximum Observed Floods*, IAHS-AISH, 284, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, Oxfordshire.
- Jokiel P., Tomalski P., 2004, *Odptywy maksymalne w rzekach Polski*, Czasopismo Geograficzne, 75, 1-2, Wrocław, s. 83–97.
- Kowalczak J., 2007, *Konflikty o wodę*, Kurpisz, Poznań.
- Kundzewicz Z., 2000, *Gdyby mała wody miarka... Zasoby wodne dla trwałego rozwoju*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Med-Hycos*, 2001, Mediterranean Hydrological Cycle Observing System, medhycos.mpl.ird.fr.
- O'Connor J.M., Costa J.E., 2004a, *Spatial distribution of the largest rainfall-runoff from basins between 2,6 and 26 000 km² in the United States and Puerto Rico*, Water Resources Research, 40, s. 1–11.

- , 2004b, *The world's largest floods, past and present-their causes and magnitudes*, US Geological Survey Circular, 1254, s. 13.
- Pardé M., 1957, *Rzeki*, PWN, Warszawa.
- Rodier J.A., 1987, *Aspekty hydrologii aridnej zony*, [w:] J. C. Rodda (red.), *Grani hydrologii*, Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 255–307.
- Rodier J.A., Roche M., 1984, *World Catalogue of Maximum Observed Floods*, IAHS Publications, 143, Wallingford, Oxfordshire.
- Smith K., Ward R., 1998, *Floods. Physical Processes and Human Impacts*, John Wiley & Sons, New York.
- Stachy J., Bogdanowicz E., 1997, *Przyczyny i przebieg powodzi w lipcu 1997 r.*, *Gospodarka Wodna*, 57, 11, Warszawa, s. 344–350.
- Stanescu V.A., Matreata M., 1997, *Large Floods in Europe. Third Report of FRIEND project. Proceedings Flow Regimes from International Experimental Network Data*, UNESCO, Geneva.
- Twaróg B., 2004, *Powiązanie podejścia Françoù-Rodiera z formułami na obliczanie przepływów maksymalnych rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia*, [w:] *Materiały XIV Ogólnopolskiej Szkoły Gospodarki Wodnej, nt. „Ocena oddziaływania na środowisko w Polsce i w standardach Unii Europejskiej”*, Paszkówka, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ, Łódź (maszynopis).

[Wpłynęło: luty; poprawiono: lipiec 2008 r.]

ADAM BARTNIK, PAWEŁ JOKIEL

MAXIMUM DISCHARGES AND FLOODING INDICES FOR NORTHERN HEMISPHERE RIVERS

The end of the 20th century witnessed a large number of extreme weather and hydrological phenomena, most harmful among them storms, droughts and floods. The last 25 years of the century brought more than 1950 flood events of different kinds. These caused the deaths of about 170,000 people, while almost 2.5 million lost property and possessions. A majority (725) of these occurred in Asia.

This monograph analyses maximum runoffs, discharges and Françoù-Rodier flooding indices for more than 1000 water gauges in the Northern Hemisphere (Fig. 3). Data from the last 100 years (1900–2000) were used. Envelope curves of maximum discharge were established for the continents of Europe, Asia and North America (Figs. 4, 5, 6; eq.7) and the size of within-zone diversity for maximum specific runoffs was determined (Fig. 8). Highest values for maximum specific runoffs ($>25\,000\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$) were noted between latitudes 15 and 45° N, while maximum runoffs above 50° N did not usually exceed $5000\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. The diversity to reported K (Françoù-Rodier) flooding indices in Europe, Asia and North America is as presented in Fig. 7 and Table 2. 80% of the Françoù-Rodier indices noted for the whole Northern Hemisphere are found to lie within the range 2.1 to 5.1, with a median value of 3.8. Taking into account these values, the greatest floods are seen to characterise Asiatic rivers, while European rivers display phenomena of the most limited scale.

A crucial element of the presented study was clearly to evaluate changes that might have characterised 20th-century flooding events in Europe, Asia and North America. To this end, use was made of the K index values plus values for a previously determined WW index in calculating a so-called “high water rate” index (*IWW*) (eq. 8). The perennial variability to *IWW* indices on the scales of the particular continents and the hemisphere as a whole is presented in Figs. 9 and 10. In turn, Table 3 documents years with highest-value flooding indices. The conducted analyses indicate that the last 50 years of the 20th century were characterised by a significantly greater relative number and scale of floods, as compared with the beginning of the 20th century. The most important flooding period fell between 1960 and 1980, though this was prolonged to the end of the 20th century in Asia.

Spływy gruzowe w polskich Karkonoszach – przyczyny, skutki i zagrożenia

*Debris flows in the Karkonosze Mountains (Polish part)
– causes, effects and associated hazards*

PIOTR MIGOŃ, KRZYSZTOF PARZÓCH

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski,
50-137 Wrocław, pl. Uniwersytecki 1;
migon@geogr.uni.wroc.pl parzoch@geom.uni.wroc.pl

Zarys treści. Spływy gruzowe są typowym składnikiem systemu morfogenetycznego najwyższych partii Karkonoszy. W ich polskiej części stwierdzono występowanie form rzeźby pozostawionych przez 70 spływów różnego wieku. Najdłuższe osiągały długość 500 m i pokonywały różnicę wysokości ponad 200 m. Niemal wszystkie spływy były generowane powyżej górnej granicy lasu, ale niektóre docierały do piętra leśnego. Zagrożenia związane ze spływami są ogólnie niewielkie, niemniej lokalnie może ulec zniszczeniu infrastruktura leśna i turystyczna.

Słowa kluczowe: spływ gruzowy, geomorfologia, Karkonosze.

Wstęp

Spływy gruzowe są specyficzną kategorią ruchów masowych, typową dla obszarów wysokogórskich. Istotnym czynnikiem decydującym o ich występowaniu jest dostępność materiału skalnego, który może być uruchamiany i przemieszczany w dół stoku jako przepojona wodą masa, dlatego są one najczęściej inicjowane na stokach pokrytych drobnoziarnistą zwietrzeliną oraz w wypełnionych gruzem skalnym rynnach korazyjnych (żlebach). Przemieszczeniu mogą też podlegać utwory wypełniające dna dolin, zwykle dzieje się to jednak, gdy spływ gruzowy zainicjowany na stoku dociera do osi doliny i przemieszcza się dalej wzdłuż niej, uruchamiając zalegający tam materiał. Spływy gruzowe (ang. *debris flow*, ros. *sieli*), zwane także murami, są przejawami szybkiego transportu zwietrzliny w postaci ruchu turbulencyjnego, co z punktu widzenia mechanizmu ruchu odróżnia je od osuwisk. Osiągają one także większe prędkości niż osuwiska, w zakresie od $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ do $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, najczęściej około $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, i mogą transportować bloki skalne wielometrowej długości (Dikau i inni, 1996). Dro-

gi pokonywane przez spływy gruzowe są różnej długości – od kilkudziesięciu metrów do kilkunastu kilometrów w przypadku spływów przemieszczających się wzdłuż osi dolin. Wraz z postępującą depozycją materiału spływ gruzowy ulega przemianom w potok kamienisto-błotny (ang. *hyperconcentrated flow*), a następnie w zwykły strumień wody płynącej o małym obciążeniu materiałem (Costa, 1984). Do tej transformacji nawiązuje spotykany w literaturze podział spływów gruzowych na strukturalne, o zawartości wody 30–40 % i turbulencyjne, z 50–60 % wody (Flejszman, 1970; Pilous, 1973; Ziętara, 1974).

Spływy gruzowe są najczęściej inicjowane przez opady o znacznej wydajności, rzędu kilkudziesięciu milimetrów na godzinę (Caine, 1980), a opóźnienie ich wystąpienia względem opadu jest niewielkie, kilkunastogodzinne. Przy ograniczonych możliwościach infiltracyjnych gruntu opady takie powodują zmianę warunków wilgotnościowych, wzrost ciśnienia wód porowych, wypełnienie przestrzeni między ziarnami i w końcu upłynnienie materiału. Występowanie spływów podczas epizodów o niewielkiej wydajności wskazuje na duże znaczenie stosunków opadowych w dłuższym okresie poprzedzającym. Wysokie opady w dłuższym czasie mogą powodować osiągnięcie przez grunt granicy płynności, tak że kolejny opad o nieco tylko większej intensywności spowoduje przekroczenie progowej granicy stabilności stoku. Spływy gruzowe są procesami geomorfologicznymi o małej częstotliwości występowania, są trudne do prognozowania i powstrzymywania. Dlatego optymalną strategią przeciwdziałania jest wyznaczenie stref potencjalnego zagrożenia i nielokowanie w ich obrębie elementów infrastruktury.

Typowymi obszarami występowania spływów gruzowych są stoki powyżej górnej granicy lasu, dlatego procesy te są powszechne np. w Alpach, na Kaukazie i w górach północnej Europy. W Polsce spływy gruzowe są obecne w Tatrach, zwłaszcza na okrytych zwietrzeliną stokach piętra halnego i wewnątrz kotłów polodowcowych, będąc ważnym składnikiem współczesnego systemu morfogenetycznego (Kotarba i inni, 1987; Krzemień, 1988; Krzemień i inni, 1995; Kotarba, 1992). Jako spływy gruzowe (mury) opisywane są także niektóre epizody transportu materiału skalnego w korytach potoków beskidzkich (Ziętara, 1974). Typowe spływy gruzowe w obrębie stromo nachylonych stoków są w Beskidach rzadkie (Bajgier-Kowalska, 2002; Łajczak i Migoń, 2007). Mniej znane jest występowanie spływów gruzowych w polskiej części Karkonoszy, a przedmiotem dokładniejszego opisu stały się tylko nieliczne z nich (Czerwiński, 1967; Tomaszewski, 1967; Parzóch, Dunajski, 2002; Migoń i inni, 2006). Kontrastuje to z dobrym stanem rozpoznania skali ich występowania w czeskiej części masywu (Pilous, 1973, 1975, 1977). Przeprowadzone w ostatnich latach badania form powstałych wskutek spływów gruzowych, oparte głównie na szczegółowym terenowym kartowaniu geomorfologicznym stoków (Szymanski, 2004a, b; Gąsiorek, 2006; Migoń i inni, 2006), oraz analiza wpływu tych procesów na kształtowanie się górnej granicy lasu (Parzóch i Migoń, 2004)

pozwalają na całościowe przedstawienie zasięgu i uwarunkowań splywów gruzowych w polskich Karkonoszach oraz ocenę zagrożeń z nimi związanych, prezentowaną w niniejszym artykule¹.

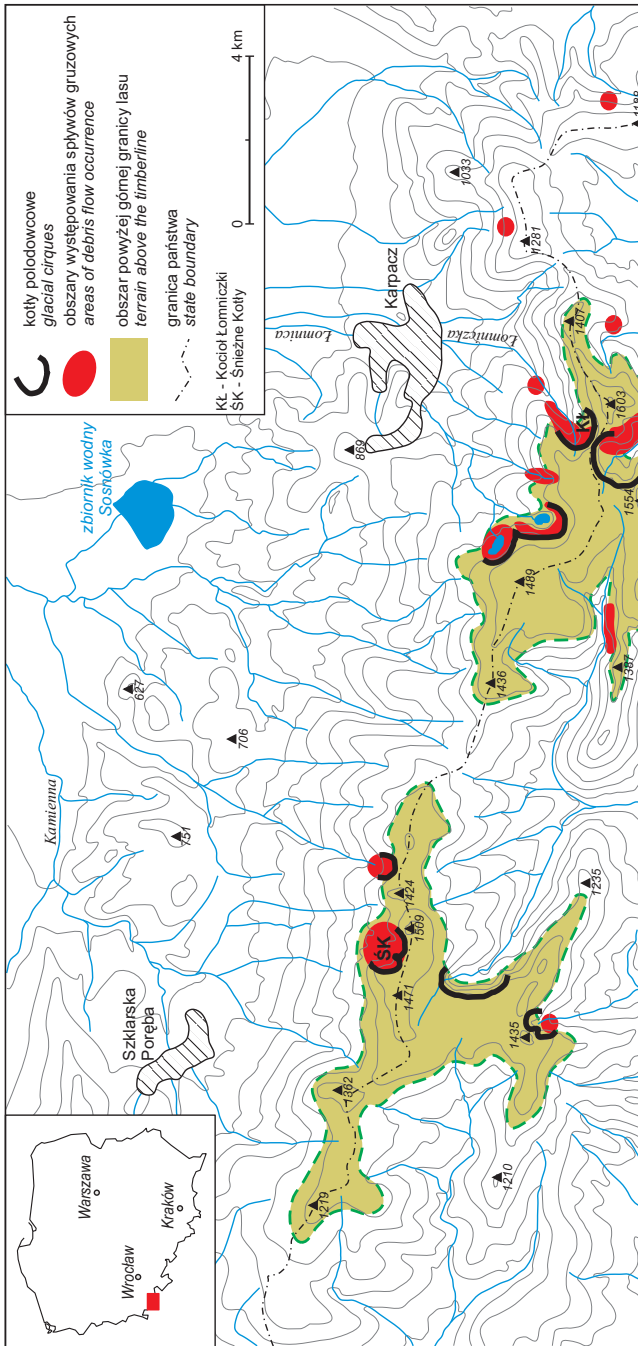
Występowanie splywów gruzowych w polskich Karkonoszach

Splywy gruzowe w polskich Karkonoszach występują głównie na stromych stokach w obrębie kotłów polodowcowych, rzadziej na zboczach głęboko wciętych dolin rzecznych położonych powyżej górnej granicy lasu (ryc. 1). Tylko nieliczne formy odnotowano w piętrze leśnym, poniżej wysokości 1200 m npm., gdzie powstają najczęściej w nawiązaniu do form antropogenicznych lub głębokich rozcięć dolinnych (Chmał, 1979; Parzóch i Katrycz, 2002). Splywy są znacznie powszechniejsze we wschodnich Karkonoszach, gdzie stwierdzono obecność 57 form różnego wieku. W zachodniej części Karkonoszy jest ich zaledwie 14 (Gąsiorek, 2006; Migoń i inni, 2006). Zdecydowana większość splywów miała miejsce w obrębie czterech kotłów polodowcowych: w Kotle Łomniczki, Kotle Małego Stawu, Kotle Wielkiego Stawu i na stożkach usypiskowych w Wielkim Kotle Śnieżnym (ryc. 2, tab. 1). Łącznie w tych miejscach odnotowano ślady 63 spośród całkowitej liczby 71 splywów, czyli blisko 90%.

Tabela 1. Występowanie splywów gruzowych w polskich Karkonoszach
The occurrence of debris flows in the Polish part of the Karkonosze Mts.

Lokalizacja	Liczba splywów	Powierzchnia splywów	
		m ²	%
Wielki Kocioł Śnieżny	10	9 060	7,1
Mały Kocioł Śnieżny	2	4 308	3,4
Czarny Kocioł	2	12 492	9,8
Dolina Srebrnego Potoku	1	600	0,5
Kocioł Wielkiego Stawu	10	15 800	12,4
Kocioł Małego Stawu	17	30 600	23,9
Biały Jar	1	300	0,2
Kocioł Łomniczki	26	50 800	39,7
Kowarski Grzbiet	1	1 400	1,1
Lasocki Grzbiet	1	2 500	1,9
Razem	71	125 510	100

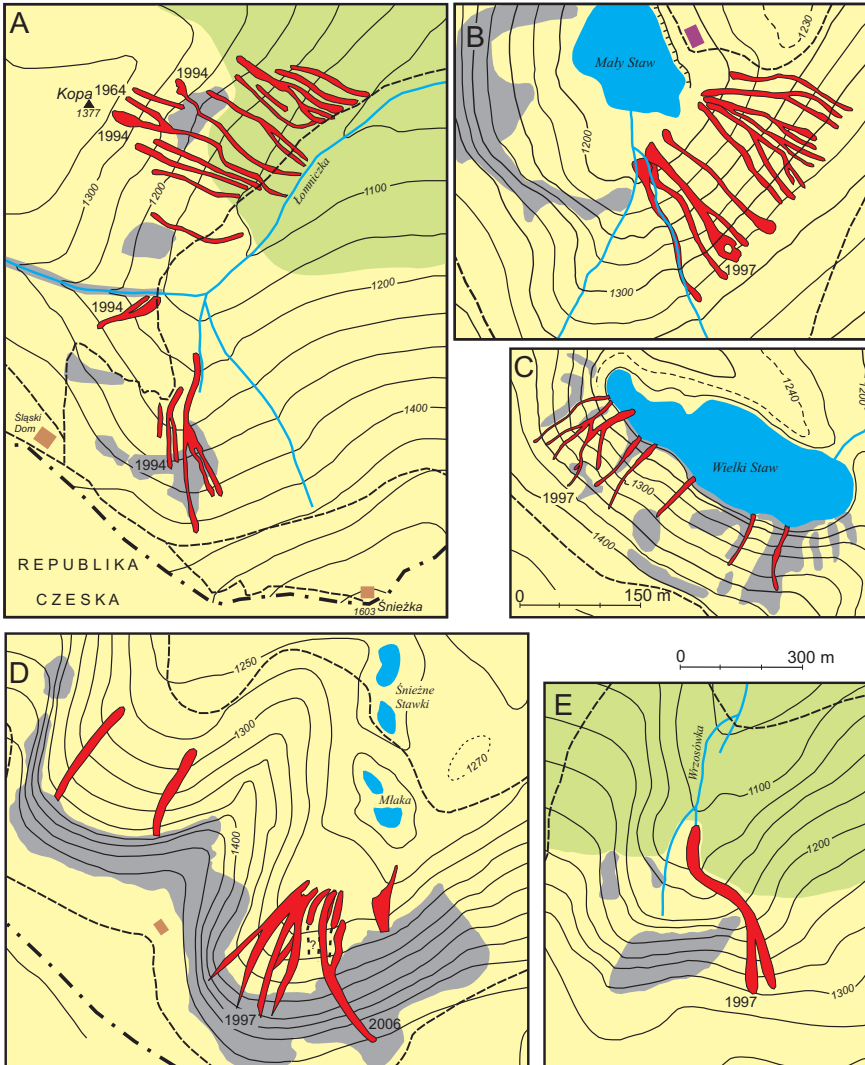
¹ Praca wykonana w ramach projektu PBZ-KBN-086/P04/2003 „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce. Ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka”.











Ryc. 1. Obszary występowania sypłków gruzowych w Karkonoszach
 Areas of the occurrence of debris flow in the Karkonosze Mts.

Karkonoskie splywy gruzowe są zróznicowanej wielkości (Szymanowski, 2004b; Gąsiorek, 2006) – od 30 do 500 m, przy średniej długości około 200 m. Tylko 11 splywów pokonało dystans duzszy niż 300 m. Najduzsze splywy odnotowano w Czarnym Kotle Jagnatkowskim (500 m) i w Kotle Łomniczki, gdzie pic z nich osigneo powyzej 300 m, w tym trzy odpowiednio 460, 430 i 430 m. Rozpieoc wysokościowa, czyli roznica wysokości między najwyzej poozonym punktem w strefie oderwania a najnizej poozonymi formami akumulacyjnymi, wynosi maksymalnie 244 m. Wikszoc splywów pokonała roznic wysokości 110–140 m. Nachylenie stoku w strefie oderwania wynosi przeważnie 30–45. Stoki o większym nachyleniu występują rzadko, a dodatkowo z racji stromości nie utrzymuj wystarczająco grubej warstwy zwietrzelinowej, która może ulec mobilizacji w formie splywu. Strefy dominującej depozycji materiału występują przeważnie na slabo zarysowanych splaszczeniach w obrebie stoku i przy załomach wkleslych, wskazując na kluczową rolę nachylenia powierzchni. W Wielkim Kotle nienym materiał splywów składany jest na stokach gruzowych lub ich podnozach, powodując rozrastanie się tych form w kierunku dna kotła (Migoń i inni, 2006) (ryc. 2D, fot. 1). W Kotle Wielkiego Stawu wszystkie splywy dotarły do jeziora, a depozycja zachodziła czeciowo ponizej lustra wody (ryc. 2C). aden ze splywów zainicjowanych na stokach nie osign koryta potoku i nie podlega dalszemu przemieszczaniu wzduz niego. Wyjątkowy by splyw w Białym Jarze, zainicjowany w niszy ródlinkowej i od początku poruszający się ozyskiem potoku.

Obserwacja form rzeźby prowadzi do wniosku, że czec splywów powstała przez transformacj płytkich zsuwów w obrebie pokrywy zwietrzelinowej zalegającej na stokach o dużym nachyleniu (fot. 2). Świadczy o tym między innymi zmniejszanie się w dol stoku szerokości strefy objetej ruchem oraz pojawienie się wałów bocznych (*levee*). Zmiana typu ruchu związana była z kombinacj kilku czynników: wzrostem nachylenia stoku, osiągnięciem starszej formy rynnowej skierowanej w dol stoku i dodatkową dostaw wody ze stref wyplyww wod podziemnych. W przypadku niektorych splywów w Kotle Łomniczki nie doszło do przekształcenia w typowy splyw, a raczej w lawin gruzow (ang. *debris avalanche*). Zsuwy zwietrzelinowe są związane z naturalnymi wyplywami szczelinowych wod podziemnych w obreb pokrywy zwietrzelinowej, zwanymi rodami szczelinowymi zakrytymi (Tomaszewski, 1977). Na ich istnienie wskazuje pojawianie się nieobecnych wcześniej strumieni w rynnach pozostawionych przez splywy. J. Czerwinski (1967) podkreśla, że w strefach inicjacji splywów gruzowych na wypuklych załomach stoku dochodzi do łaczenia si wod pochodzących z kilku rode: splywu śródpokrywowego, wyplyww szczelinowych i bezpośrednio z atmosfery. Z kolei splyw gruzowy w Wielkim nienym Kotle, który miał miejsce w sierpniu 2006 r. powsta w permanentnie odwadnianej rynnie korazyjnej, lokalnie określanej jako leb Mokry (Migoń i inni, 2006).



- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | piętro leśne regla górnego
<i>upper montane forest belt</i> |  | drogi i ścieżki
<i>roads and footpaths</i> |
|  | piętro subalpejskie
<i>subalpine belt</i> |  | zabudowania
<i>buildings</i> |
|  | ściany i stoki skalne
<i>exposed rock surfaces</i> |  | jeziora i potoki
<i>lakes and streams</i> |
|  | zasięg spływów gruzowych
i pozostawionych przez nie form rzeźby
<i>extent of debris flows and
resultant landforms</i> |  | granica państwa
<i>state boundary</i> |



Fot. 1. Splyw gruzowy z sierpnia 2006 r. w Wielkim Kotle Śnieżnym (fot. P. Migoń)
Debris flow from August 2006 in the Wielki Kocioł Śnieżny (Great Snowy Cirque)
(Phot. P. Migoń)

Wiek splywów jest zróżnicowany, a w wielu przypadkach trudny do określenia. W dekadzie 1994–2004, obfitującej w ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, na pewno miało miejsce 12 splywów, w tym sześć w Kotle Łomniczki (pięć w dniu 2 IX 1994 r. i jeden w lipcu 1997 r.) (Parzóch i Dunajski, 2002; Szymanowski, 2004b). Znaczne opady w sierpniu 2006 r., sięgające prawie 300 mm w ciągu dwóch dni, wywołały jeden z największych splywów gruzowy i liczne mniejsze, lokalne osunięcia gruntu. Z okresu wcześniejszego należy odnotować duży (430 m długości) splyw gruzowy w Kotle Łomniczki z 14 VII 1964 r.

Ryc. 2. Pozycja geomorfologiczna splywów gruzowych w kotłach polodowcowych w polskiej części Karkonoszy

A – Kocioł Łomniczki, B – Kocioł Małego Stawu, C – Kocioł Wielkiego Stawu,
D – Śnieżne Kotły, E – Czarny Kocioł Jagniątkowski

The geomorphological setting of debris flows in the glacial cirques
of the Polish Karkonosze Mountains

A – Łomniczka cirque, B – Kocioł Małego Stawu (Little Lake cirque),
C – Kocioł Wielkiego Stawu (Great Lake cirque), D – Śnieżne Kotły (Snowy Cirques),
E – Czarny Kocioł Jagniątkowski (Jagniątków Black Cirque)



Fot. 2. Strefa oderwania jednego ze spływów w Kotle Łomniczki, zainicjowanych we wrześniu 1994 r. (fot. K. Parzóch)

Detachment zone of a debris flow in the Łomniczka glacial cirque, initiated in 1994 (Phot. K. Parzóch)

(Czerwiński, 1967). Z kolei po czeskiej stronie Śnieżki, w Obří dole, ulewne deszcze z 18 VI 1974 r. wywołały kilka spływów, które dotarły do dna polodowcowej doliny Úpy (Pilous, 1977). Wyjątkowo liczne spływy gruzowe towarzyszyły ulewnym opadom w 1882 i 1897 r. Tylko po czeskiej stronie odnotowano wówczas odpowiednio 21 i 40 przypadków (Pilous, 1973, 1977). Niestety, brak tak szczegółowych danych dla śląskiej strony gór (Czerwiński, 1991).

Przyczyny meteorologiczne

Spływy gruzowe w Karkonoszach rejestrowane były w trakcie obfitych opadów letnich, niemal zawsze w lipcu lub sierpniu. Według dostępnych danych dla lat 1882–1997 w okresach, kiedy występowały spływy gruzowe, sumy opadów podczas jednego epizodu trwającego od jednego do kilku dni wahały się od 60 do 300 mm (Czerwiński, 1991; Pilous, 1994; Dubicki i Malinowska-Małek, 1999; Migoń i inni, 2006). Warto jednak zwrócić uwagę na fakt, że nawet więk-

sze sumy opadów dobowych, np. maksymalnie 340 mm w 1977 r. (Głowicki, 1979), nie wywołały katastrofalnych ruchów masowych na stokach. Oznacza to, że wysoka suma opadów nie jest wystarczająca do uruchomienia mas skalnych w postaci spływu gruzowego.

Spływy w Karkonoszach są uruchamiane wskutek znacznego przychodu wody w krótkim czasie. Intensywny opad warunkujący spływ jest często poprzedzany dłuższym okresem z opadami rozlewnymi, podczas których następuje całkowita lub częściowa saturacja pokryw, dzięki czemu intensywny opad powoduje niemal natychmiastowe uruchomienie mas zwietrzelinowych. Taka sytuacja miała miejsce w 1897 r., gdy opady trwały z niewielkimi przerwami od 23 lipca i dopiero „oberwanie chmury” w nocy z 29 na 30 lipca przyniosło powódź w dolinach i Kotlinie Jeleniogórskiej oraz uruchomienie licznych spływów w wyższych partiach Karkonoszy.

Intensywność opadów, które wywołują spływy gruzowe w Karkonoszach, jest zróżnicowana. Według V. Pilousa (1977) natężenie opadów na Śnieżce w 1882 r. wynosiło blisko $45 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Podczas wyjątkowo wydajnych opadów w pierwszej dekadzie sierpnia 2006 r. natężenie zmierzone na posterunku opadowym Lábska bouda, w 1 km od miejsca wystąpienia spływu w Wielkim Śnieżnym Kotle, wynosiło maksymalnie $22 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Migoń i inni, 2006). Dane archiwalne (Czerwiński, 1991) oraz dostępne wyniki pomiarów z lat 1994 i 1997 wskazują, że intensywność opadu, w wyniku którego może dojść do spływów wynosić musi przynajmniej $10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Migoń i inni, 2002). Jest to wielkość przynajmniej dwukrotnie mniejsza od wyznaczonej dla Tatr Wysokich (Kotarba, 1994).

Skutki

Skutki spływów gruzowych dla środowiska górskiego Karkonoszy można rozpatrywać w kilku aspektach: geomorfologicznym, hydrologicznym i botanicznym, a także w podziale na skutki bezpośrednie i pośrednie.

Najbardziej wyraźne są zmiany w rzeźbie terenu, widoczne zwłaszcza przez kilka pierwszych lat po zejściu spływu. Typowe spływy karkonoskie wykształcają trzy strefy o odmiennej rzeźbie: (1) źródłiskową lub oderwania, w której został zainicjowany ruch zwietrzliny i nastąpił generalny ubytek materiału, (2) rynną, którą dokonywał się transport materiału i (3) strefę akumulacyjną, gdzie dominowała depozycja. W strefach oderwania następuje zderzenie pokrywy zwietrzelinowej, miejscami aż do odsłonięcia litej skały podłoża. Obniżenie powierzchni jest w Karkonoszach zróżnicowane, ale w większości przypadków sięga 1 m, co wynika z grubości zwietrzelin na stromych stokach kotłów. Granicę strefy źródłiskowej od góry i po bokach wyznaczają zwykle wyraźne skarpy i nawisy pokrywy zwietrzelinowej.

Rynna spływu jest na ogół dwudzielna. W odcinku górnym występuje płaskodenna bruzda wcięta w powierzchnię stoku i pozbawiona wałów bocz-

nych, niżej położonej bruździe centralnej o charakterze erozyjnym towarzyszą wyraźne wały boczne, powstające przez odkładanie rumoszu skalnego na boki. Głębokość bruźd jest zróżnicowana i może sięgać 4 m, z czego zwykle połowa przypada na wcięcie w pierwotną powierzchnię stoku. Wały boczne także mają zróżnicowane rozmiary. Największe osiągają do 3 m wysokości, 9 m szerokości i są zbudowane z niewysortowanego materiału. Pojedyncze bloki budujące wały mają długość nawet kilku metrów (fot. 3). Wały boczne znajdujące się w piętrze leśnym wykazują wyraźne spiętrzenia przy pniach świerków, sięgające 2–3 metrów wysokości. Podobne, choć niższe spiętrzenia występują na zaroślach kosodrzewiny. W kilku miejscach, na przykład na stokach Kotła Wielkiego Stawu, obserwowano ślady kilkakrotnego wykorzystania tych samych rynien przez spływy różnego wieku.



Fot. 3. Fragment wału brzeżnego jednego ze spływów w Kotle Łomniczki z blokiem skalnym (fot. K. Parzóch)

Levée deposits of one of the debris flows in the Łomniczka glacial cirque, with a huge granite block on its surface (Phot. K. Parzóch)

Strefy akumulacyjne są wykształcone najczęściej jako loby lub jezory. Spółb wykształcenia strefy akumulacyjnej zależy od nachylenia powierzchni, na której składany jest materiał, pierwotnej morfologii terenu oraz składu granulometrycznego materiału dominującego w spływie. Regularne stożki torencjalne

powstają w wyniku depozycji materiału niesionego przez splywy rozcieńczone, o dużej zawartości wody (potoki kamienisto-błotne). Materiał w tych stożkach jest bardzo dobrze wysortowany i zbudowany głównie z frakcji gruzowych i gławowych. Przykładem takich stożków są formy tworzące się w dolnej części Białego Jaru. Dużo większe zróżnicowanie stref akumulacyjnych obserwuje się w przypadku splywów strukturalnych. Zwykle mają postać wąskich i długich jezorów, zbudowanych z bezstrukturalnego materiału różnofrakcyjnego, ze znacznym udziałem frakcji piaszczysto-pylastych i fragmentów roślin. W przypadku nagłego przejścia stromego stoku w spłaszczenie, dno doliny, terasę lub zrównanie antropogeniczne, materiał splywu rozlewa się na spłaszczeniu w postaci większej lub mniejszej „łapy”. Po zatrzymaniu splywu jezory akumulacyjne są rozcinane przez skoncentrowany odpływ wód stokowych i przekształcają się w dwa wały, rozdzielone erozyjnym obniżeniem. Poniżej rozcinanej strefy akumulacyjnej, w dnach dolin lub w misach jeziornych, tworzą się wtórne stożki napływowe.

W efekcie powtarzalności splywów na niektórych stokach, przy znacznej trwałości powstających form rzeźby, powstaje charakterystyczna morfologia obniżień i wałów przebiegających zgodnie z kierunkiem spadku. W górnych partiach stoków występują liczne rynny korazyjne – dawne szlaki splywów, natomiast w dolnych położeniach powszechne są zarośnięte wały brzeżne. Stoki o takiej rzeźbie można odnieść do koncepcji stoków aluwacyjnych z Tatr (Kotarba i inni, 1987).

Rozwój rzeźby typowej dla splywów powoduje utrwalenie obniżień, które stają się korytami odprowadzającymi wody stokowe. Powoduje to lokalne zwiększenie dostawy wód do potoków w trakcie intensywnych opadów, a jednocześnie przyspieszony drenaż wód podziemnych. O znacznych wielkościach przepływów w obrębie trwałych rynien korazyjnych świadczą grubofrakcyjne osady deponowane za zaporami przeciwezyjnymi (fot. 4). Obecność stożków akumulacyjnych może powodować zmiany hydrograficzne w małej skali. W sierpniu 2006 r. w Białym Jarze doszło do zmiany biegu Żółtego Potoku, którego wezbrane wody zostały zmuszone do wycięcia nowego, kilkudziesięciometrowego koryta przez zamknięcie dna doliny stożkiem.

Splywy gruzowe są ważnym czynnikiem modyfikującym przebieg górnej granicy lasu, choć procesy te działają na ograniczonej przestrzeni. Pojedyncze zdarzenia mogą powodować zniszczenie lasu w pasach o szerokości 10–25 m i długości do 300 m. Jednak na stokach, gdzie splywy powtarzają się, dochodzi do trwałego obniżenia górnej granicy lasu. Z drugiej strony, nowo powstające strefy akumulacji zbudowane z heterogenicznego materiału umożliwiają szybką sukcesję roślinności i jezorowe przesunięcie granicy lasu w górę.

W Karkonoszach splywy gruzowe powodują lokalne, lecz bardzo intensywne przemiany fitocenoz (Dunajski, 1998; Parzóch i Dunajski, 2002). Przede wszystkim, splywu usuwa w całości glebę oraz w mniejszym lub większym zakre-



Fot. 4. Materiał gruzowy zdeponowany przed zaporą przeciwerozyjną zbudowaną w rynn timerpływu w Kotle Łomniczki. Kilka zapór zostało zniszczonych przez późniejszy spływ wód stokowych (fot. K. Parzóch)

Coarse material deposited in front of a check dam built within a debris flow track in the Łomniczka glacial cirque. Several dams have been destroyed by the subsequent flow of running water (Phot. K. Parzóch)

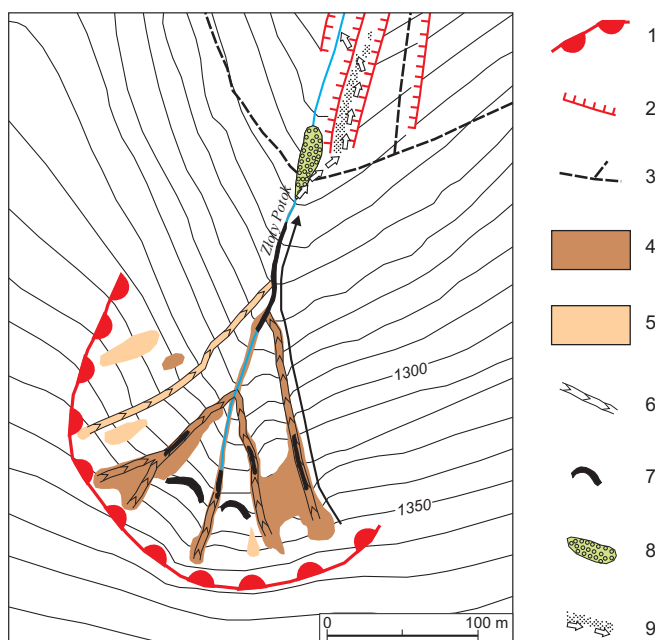
się pokrywy zalegające na stokach. Najczęściej płyty zbiorowisk nie ulegają całkowitemu zniszczeniu, co powoduje powstanie nowej strefy kontaktowej zbiorowisk z wczesnosukcesyjnym, niezasiedlonym przez rośliny siedliskiem. Powstanie wałów i obniżeń powoduje zróżnicowanie siedlisk, sprzyjające utrzymaniu różnorodności biologicznej. W efekcie, mimo destrukcyjnego charakteru, spływy odgrywają pozytywną rolę fitocenotyczną, powodując powstanie siedlisk wczesnosukcesyjnych oraz zróżnicowanie warunków siedliskowych w małej skali.

Zagrożenia i sposoby przeciwdziałania

Karkonoskie spływy gruzowe, schodzące ze zboczy zagospodarowanych dolin i odwiedzanych przez turystów kotłów polodowcowych, niejednokrotnie powodowały wymierne straty i zniszczenia. Najtragiczniejszy był spływ ze wschodniego zbocza Obrzi dołu z 29 VII 1897 r., który zniszczył dwa domy, powodując 7 ofiar śmiertelnych. Dalsze negatywne skutki spływów opisywane po stronie czeskiej obejmowały zniszczenia dróg leśnych i szlaków turystycznych, zasypywanie den

dolin, spiętrzanie wód w potokach i lokalne wezbrania, zniszczenia fragmentów lasu, jednak ogólnie są one oceniane jako małe (Pilous, 1977). Podkreśla się także, że splywy są naturalnym składnikiem systemu morfogenetycznego, którego ochrona jest jednym z celów parku narodowego.

Sytuacja po stronie polskiej jest podobna i splywy gruzowe nie wydają się być bezpośrednim zagrożeniem przy obecnym stanie zagospodarowania i udostępnienia Karkonoszy dla ruchu turystycznego. Strefy akumulacyjne splywów w większości kotłów polodowcowych są położone w oddaleniu od wyznaczonych szlaków turystycznych. Inaczej jest w Białym Jarze, gdzie jedna ze ścieżek turystycznych przecina rynnę splywu gruzowego (ryc. 3). Także szlak prowadzący Kotłem Łomniczki znajduje się w zasięgu bezpośredniego oddziaływania splywów i musiał być czasowo zamknięty po zniszczeniach dokonanych przez splyw



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny niszy źródłiskowej Złotego Potoku (Biały Jar)

1 – krawędź niszy źródłiskowej, 2 – krawędzie rozcięcia drogowego, 3 – szlaki turystyczne, 4 – odsłonięte pokrywy zwietrzelinowe, intensywnie degradowane, 5 – powierzchnie stokowe degradowane, częściowo zarośnięte, 6 – koryta epizodycznych cieków, wykorzystywane przez splywy gruzowe, 7 – wychodnie skalne, 8 – stożek splywu gruzowego z 1997 r., 9 – zmiana biegu potoku w sierpniu 2006 r., wymuszona przez depozycję stożka

Geomorphological sketch of the valley head of Złoty Potok (Biały Jar)

1 – rim of the valley head, 2 – road scarps, 3 – tourist trails, 4 – bare slope surfaces, heavily degraded, 5 – slope surfaces, degraded and partly vegetated, 6 – episodic stream channels used by debris flows, 7 – rock outcrops, 8 – depositional fan of a debris flow from 1997, 9 – change in the stream course in August 2006, caused by fan deposition

z 2 IX 1994 r. Postulat zamknięcia tych szlaków przy tak małej częstości występowania spływów byłby jednak mało uzasadniony.

Spływy pojawiające się w piętrze leśnym, a także te docierające do górnej granicy lasu powodują zniszczenia drzewostanów, ale tylko na lokalną skalę. Potencjalnie bardziej szkodliwe jest powstanie trwałych rynien na stoku, z odsłoniętą pokrywą zwietrzelinową. Strefy te są podatne na dalszą erozję, co może skutkować nadmierną dostawą materiału do koryt strumieni i ich zasypywaniem. Dlatego w najgłębszych rynnach są stawiane zapory przeciwrumowiskowe. Ma to szczególne uzasadnienie w częściach Karkonoszy położonych poza granicami parku narodowego, gdzie w ostatnich latach zanotowano kilka spływów w miejscach wcześniej nieznanych z występowania procesów tego typu. Niemniej spływy gruzowe są naturalnym składnikiem geo- i ekosystemu górskiego, a w granicach Karkonoskiego Parku Narodowego formy przez nie pozostawiane mogą i powinny służyć jako naturalne laboratorium do prac badawczych z zakresu geomorfologii, hydrologii i ekologii.

Wnioski

Przeprowadzone badania pozwoliły na sformułowanie następujących uogólnień i wniosków końcowych.

Spływy gruzowe są typowym składnikiem współczesnego systemu morfogenetycznego najwyższych partii Karkonoszy, o czym świadczy obecność form rzeźby różnego wieku i o różnym stanie zachowania. Z tego punktu widzenia Karkonosze są regionem wyjątkowym wśród sudeckich masywów górskich.

Spływy gruzowe pozostawiają po sobie różnorodne formy rzeźby, wśród których najbardziej trwałe są rynny korazyjne z wałami brzeżnymi. Mogą one być wykorzystywane do identyfikacji starszych form i zdarzeń, nie odnotowanych w kronikach.

Miejscami predysponowanymi do występowania spływów są strome zbocza kotłów polodowcowych i dolin rzecznych. Najwięcej form stwierdzono w Kotle Łomniczki (26).

Spływy gruzowe odgrywają ważną rolę w kształtowaniu geomorfologicznego systemu stokowego, ale także ekotonu górnej granicy lasu.

Zagrożenia związane ze spływami gruzowymi są niewielkie, natomiast bardziej dotkliwe mogą być skutki wtórne, związane ze stworzeniem warunków do ożywionej erozji pokryw stokowych, także w piętrze leśnym.

Piśmiennictwo

- Bajgier-Kowalska M., 2002, *Zastosowanie lichenometrii w datowaniu stoków osuwiskowo-obrywowych w Beskidzie Żywieckim (Karpaty fliszowe)*, Czasopismo Geograficzne, 73, 3, s. 215–230.
- Caine N., 1980, *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows*, Geografiska Annaler, 62A, s. 23–27.
- Chmal H., 1979, *Przypadek gwałtownego upływnienia zwału kopalnianego w rejonie Kowar*, [w:] A. Jahn (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*, Ossolineum, Wrocław, s. 129–132.
- Costa J. E., 1984, *Physical geomorphology of debris flows*, [w:] J.E. Costa, P.J. Fleisher (red.), *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer, Berlin-Stuttgart, s. 268–317.
- Czerwiński J., 1967, *Osuwisko w dolinie Łomniczki w Karkonoszach*, Opera Corcontica, 4, s. 169–175.
- Czerwiński J., 1991, *Powodzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1237, Prace Instytutu Geograficznego, A6, s. 85–104.
- Dikau R., Brunsten D., Schrott L., Ibsen M.-L. (red.), 1996, *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester.
- Dubicki A., Malinowska-Małek J., 1999, *Wysokość, napięcie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych*, [w:] A. Dubicki, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Odry. Monografia powodzi. Lipiec 1997*, Wydawnictwo IMGW, Seria: Atlasy i Monografie, s. 23–43.
- Dunajski A., 1998, *Sukcesja roślinności na lawinisku potoku błotno-kamienistego w dolinie Łomniczki w Karkonoszach – stan zaawansowania procesu po trzech latach*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2090, Prace Botaniczne, 77, s. 205–217.
- Flejszman S.M., 1970, *Seli*, Gidrometeorologičeskoje Izdatelstvo, Leningrad.
- Gąsiorek M., 2006, *Stoki murowe w polskiej części Karkonoszy zachodnich*, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, maszynopis.
- Głowicki B., 1979, *Intensywność opadów w Sudetach w okresie powodzi w sierpniu 1977 roku*, [w:] A. Jahn (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*, Ossolineum, Wrocław, s. 41–47.
- Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 155, s. 191–208.
- , 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 27, s. 21–34.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geographical Studies, IGiPZ PAN, Special Issue, 3.
- Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts.)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 22, s. 123–144.
- Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995, *Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 98, s. 153–170.
- Łajczak A., Migoń P., 2007, *The 2002 debris flow in the Babia Góra massif – implications for the interpretation of mountainous geomorphic systems*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 41, s. 97–116.

- Migoń P., Hradek M., Parzóch K., 2002, *Extreme geomorphic events in the Sudetes Mountains and their long-term impact*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36, s. 29–49.
- Migoń P., Kasprzak M., Knapik R., 2006, *Spytyw gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r.*, *Przyroda Sudetów*, 9, s. 157–168.
- Parzóch K., Dunajski A., 2002, *Katastrofalne ruchy masowe w Karkonoskim Parku Narodowym związane z nadmiernymi opadami*, [w:] Z. Denisiuk (red.), *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 155–165.
- Parzóch K., Katrycz M., 2002, *Współczesne procesy geomorfologiczne i antropopresja w górskim środowisku Karkonoszy*, [w:] P. Migoń (red.), *Geomorfologia Sudetów Zachodnich*, *Przyroda Sudetów Zachodnich*, Suplement 1, s. 23–36.
- Parzóch K., Migoń P., 2004, *Morfodynamika ekotonu górnej granicy lasu w Karkonoszach*, [w:] *Stav geomorfologických výzkumů v roce 2004 – sborník prací z mezinárodního semináře*, 26–28.04.2004, *Pec p. Sněžkou*, *Geomorfologický Sborník*, 3, s. 58–60.
- Pilous V., 1973, *Strukturální mury v Krkonoších – I část*, *Opera Corcontica*, 10, s. 15–69.
- , 1975, *Strukturální mury v Krkonoších – II část*, *Opera Corcontica*, 12, s. 7–50.
- , 1977, *Strukturální mury v Krkonoších – III část*, *Opera Corcontica*, 14, s. 7–94.
- , 1994, *Zpusob tohoto leta*, *Krkonoše*, 12, s. 4–5.
- Szymanowski R., 2004a, *Splywy gruzowo-blotne w Kotle Łomniczki*, *Przyroda Sudetów Zachodnich*, 7, s. 223–232.
- , 2004b, *Stoki murowe w polskiej części Karkonoszy wschodnich*, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, maszynopis.
- Tomaszewski J.T., 1967, *O niektórych podstawowych problemach dotyczących potoków błotno-kamienistych*, *Czasopismo Geograficzne*, 38, 4, s. 431–439.
- , 1977, *Charakterystyka krenologiczna masywu krystalicznego na przykładzie Karkonoszy*, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 358, *Studia Geograficzne*, 38.
- Ziętara T., 1974, *Uwagi o roli murów w modelowaniu rzeźby Karpat*, *Rocznik Naukowo-Dydaktyczny WSP Kraków*, 55, *Prace Geograficzne*, 6, s. 5–42.

[Wpłynęło: październik 2007; poprawiono: luty 2008 r.]

PIOTR MIGOŃ, KRZYSZTOF PARZÓCH

DEBRIS FLOWS IN THE (POLISH) KARKONOSZE MOUNTAINS – CAUSES, EFFECTS AND ASSOCIATED HAZARDS

In general, debris flows are not very common in Europe's moderately high mountains, yet they are fairly frequent in the most elevated parts of the Karkonosze/Krkonoše Mountains. Long known and scientifically described in the latter (Czech) part of the range, they have remained a relatively neglected subject in Poland. This paper therefore summarizes a recent research project aimed at comprehensively assessing the role played by debris flows in the geomorphological system of the Karkonosze, as well as providing an overview of their occurrence, geomorphological significance, triggering conditions, and associated hazards.

The Polish part of the massif is shown to include as many as 71 individual flows (on the basis of the morphological evidence). Characteristic landforms left by debris flows include shallow scars on upper slopes, often with bedrock exposed, V-shaped gullies bordered by levees, and flat fans or irregular depositional surfaces at the toe. Levees may be as much as 9 m wide and 3 m high, and include angular boulders as long as 3–4 m. The longest debris flows have travelled for more than 400 m. Debris flows are initiated in specific geomorphic settings, mainly within the debris-covered slopes of glacial cirques, on steep valley sides, and within debris-filled ravines and clefts incised into rock slopes. Depending on pre-existing slope relief, some flows used erosional furrows left by previous flows, whereas others divided into several branches and followed different routes. Heavy rainfall is always a trigger of debris flow, but high antecedent precipitation is also required. The available data do not permit the establishment of rainfall threshold values for debris flow initiation, but hourly intensities between 15 and 20 mm h⁻¹ appear sufficient to trigger the movements.

Debris flows influence the location and evolution of the timberline, but only a few have occurred within the forest belt. The hazards associated with debris flows appear minor at present, but subsequent erosion along debris flow tracks may have adverse effects and should be prevented where appropriate (e.g. in managed forests). In contrast, up to the end of the 19th century, fatalities had been caused by particularly voluminous flows in the Czech Krkonose Mountains.

Wpływ wielkości opadów i temperatury powietrza na pH i przewodność elektrolityczną właściwą wody opadowej

*The influence of the precipitation totals and air temperature
on the pH-reaction and specific electric conductivity of rainfall water*

WITOLD BOCHENEK

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
Stacja Naukowo-Badawcza w Szymbarku, 38-311 Szymbark 430;
igszymbark@poczta.onet.pl

Zarys treści. Opracowanie dotyczy zróżnicowania odczynu i przewodności wody opadowej, uwarunkowanego wysokością opadów atmosferycznych oraz temperaturą i wilgotnością względną powietrza. W analizie uwzględniono wyniki zebrane z pomiarów w dobowych próbach wody opadowej w okresie 10 lat hydrologicznych (1995–2004) na Stacji Naukowo-Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku. W omawianym okresie obserwuje się tendencję spadkową średniego rocznego odczynu przy równoczesnym wzroście przewodności elektrolitycznej, świadczące o tendencji do zakwaszania opadów. Względnie wysokim współczynnikiem korelacji wyróżnia się zależność średniego rocznego odczynu i przewodności od „średniego dobowego opadu” (roczna suma opadów/liczba dni z opadem w ciągu roku). Analiza w przedziałach dobowych sum opadu wskazuje na zróżnicowanie sezonowe wartości; wzrost odczynu ze wzrostem opadów i odwrotne zjawisko w przypadku przewodności elektrolitycznej właściwej. Temperatura powietrza wykazuje dodatnią zależność z odczynem i przewodnością wody opadowej; odwrotną sytuację obserwuje się analizując wpływ wilgotności powietrza na wielkość tych parametrów.

Słowa kluczowe: opad atmosferyczny, pH, przewodność elektrolityczna właściwa, zlewnia Bystrzanki, Beskid Niski.

Zarysowanie problemu

Związki siarki i azotu są głównymi składnikami, które powodują zakwaszenie opadów atmosferycznych, przejawiające się obniżeniem wartości odczynu pH wody. W skrajnych przypadkach zanieczyszczenia wody opadowej powodują degradację gleby i zaburzenia procesów glebowych (Kowalkowski za Ulrichem, 1981), szaty roślinnej (Nihlgard, 1970; Bublinec i Voško, 1987; Grodzińska i inni, 1996), elementów przyrody nieożywionej (Krawczyk i Hibszer, 2000), elemen-

tów infrastruktury technicznej (Bogdanowski, 1990; Haber, 1990) oraz negatywnie oddziałują na zdrowie i samopoczucie człowieka (Goyer i inni, 1985). Podobne zagrożenia wynikają z alkalizacji wody opadowej, wynikającej m.in. z emisji pyłów przez przemysł cementowo-wapienniczy (Kozłowski, 2000; 2003; Kowalkowski i Świercz, 1993).

Opady atmosferyczne przechwytyją substancje gazowe i aerozole występujące w atmosferze i doprowadzają je do szeroko rozumianej powierzchni ziemi (poprzez szatę roślinną, bezpośrednio do środowiska glebowego lub prosto do cieków) (Rzychoń, 1998; Grodzińska-Jurczak, 1995). Substancje rozpuszczone w wodzie opadowej mogą mieć pochodzenie lokalne lub przynoszone są przez masy powietrza z większych odległości. K. Turzański (1991), na podstawie badań przeprowadzonych w południowej Polsce, najniższe wartości odczynu obserwuje w miejscach najbardziej oddalonych od źródeł emisji. Zatem w przemieszczaniu zanieczyszczeń znaczącą rolę odgrywają kierunki przepływu mas powietrza lub wiatru. Dostępność substancji w atmosferze zależy również od wysokości, natężenia i częstotliwości opadów atmosferycznych.

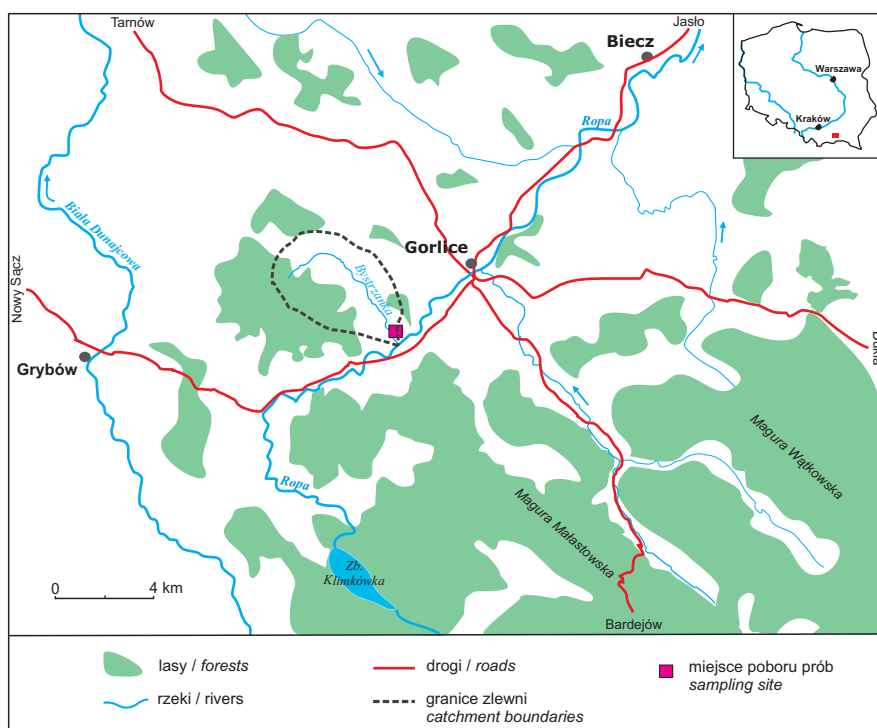
Przewodność elektrolityczna właściwa i odczyn wody opadowej są parametrami fizycznymi wody wstępnie określającymi poziom jej zanieczyszczenia. Łatwość i szybkość pomiaru powoduje, że można wykonywać go w dobowych próbach opadu lub w krótszych okresach zbierania prób.

Odczyn pH opadu, informujący o aktywności jonów H^+ , wskazuje na występowanie zakwaszania lub alkalizacji opadu, poprzez odniesienie wartości pomierzonych w zbieranych próbach do $pH=5,60$ – wartości odpowiadającej tzw. opadowi naturalnemu.

Przewodność elektrolityczna właściwa wykazuje zależność z ilością substancji rozpuszczonych w roztworach, wskazując na występowanie zanieczyszczeń. Wyniki badań takich zależności wielokrotnie publikowano w literaturze (Janiec, 1982; Stach, 2003).

Cel, metodyka i teren badań

Celem opracowania jest określenie wpływu wysokości opadów i temperatury powietrza na wielkość przewodności elektrolitycznej i odczynu wody opadowej. Podstawą analizy były wyniki pomiarów przewodności elektrycznej w dobowych próbach wody opadowej pobieranej w ogródku meteorologicznym Stacji Naukowej IGiPZ PAN (Stacji Bazowej ZMŚP) w Szymbarku przez 10 lat hydrologicznych (1995–2004) w ramach Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego (ZMŚP). Stanowisko zbierania wody opadowej zlokalizowane jest w dolnej części zlewni Bystrzanki, będącej jedną ze zlewni eksperymentalnych ZMŚP (ryc. 1). Roztwory wodne pobierano do dwóch chwytaczy w postaci tzw. opadu całkowitego. Pomiar przewodności przeprowadzano w laboratorium Stacji za pomocą konduktometrów: CC-311 (lata 1995–1997) i CC-315 (1998–2004),



Ryc. 1. Położenie zlewni Bystrzanki
Location of the Bystrzanka basin

a pomiary odczynu – pH-metrem CP-311. Na podstawie pomiarów obliczono roczne i sezonowe średnie ważone pH i przewodności elektrolitycznej względem sumy opadów. Średni odczyn obliczano po uprzednim przeliczeniu pH na stężenie jonów wodorowych H^+ według formuły:

$$[H^+] = 10^{-pH}$$

Po obliczeniu średniego stężenia H^+ , uzyskany wynik przeliczano na wartość pH wg formuły:

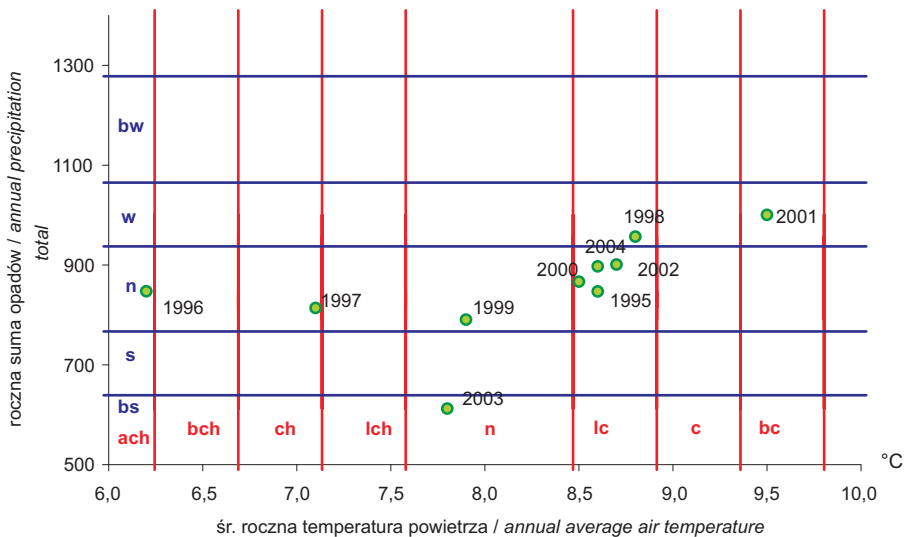
$$pH = -\log_{10}[H^+].$$

Do analizy z temperaturą powietrza posłużono się obliczonymi średnimi arytmetycznymi.

Badany obszar wyróżnia się w skali województwa małopolskiego najniższymi wartościami zanieczyszczeń powietrza i opadów atmosferycznych (Listwan, 2003; *Raport o stanie środowiska*, 2005). W skali lokalnej obserwuje się wzrost ilości emitowanych zanieczyszczeń pochodzących z zabudowań, dlatego w większej skali przestrzennej takie źródła zanieczyszczeń nie są uwzględnione.

Warunki pogodowe w okresie badań

W omawianym okresie 10 lat pomiarów średnia roczna temperatura powietrza kształtowała się od 6,6°C (1996) do 9,2°C (2001), natomiast sumy opadów zawierały się w granicach od 610 mm (2003) do 1032 mm (2001). Klasyfikacja termiczno-opadową analizowanych lat wskazuje na występowanie wartości „normalnej” przynajmniej jednego z parametrów (rocznej sumy opadów lub średniej temperatury powietrza) (ryc. 2). Wyjątkowe pod tym względem były lata 1998 i 2001, w których średnie roczne wartości temperatury powietrza i sumy opadów były wyższe od górnych przedziałów klasy „normalnej”. Istotne znaczenie dla dopływu zanieczyszczeń nad badany obszar ma rozkład opadów w przebiegu rocznym oraz frekwencja występowania w poszczególnych przedziałach sum dobowych. W omawianym okresie zaobserwowano tendencję wzrostową opadów o najniższych sumach dobowych, co powinno spowodować wzrost przewodności elektrolitycznej i wzrost zakwaszenia (ryc. 3).

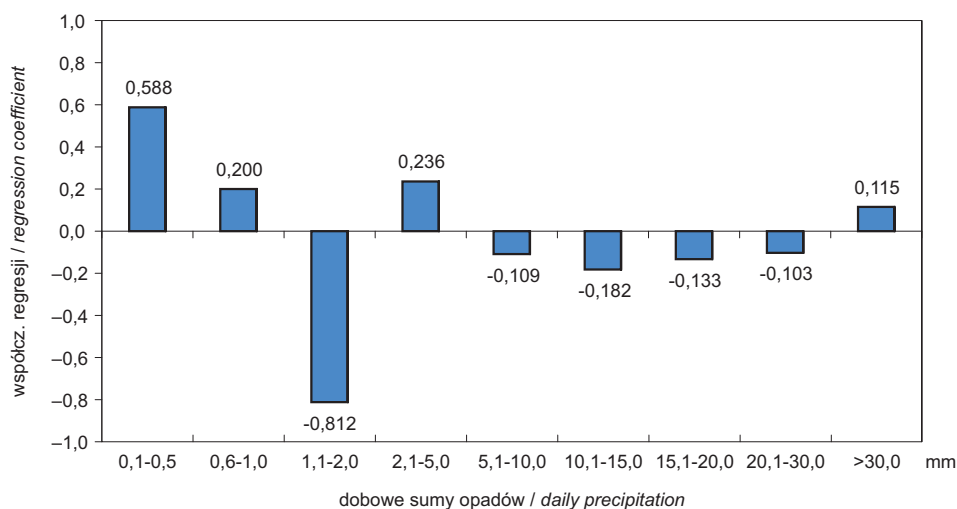


Ryc. 2. Klasyfikacja termiczno-opadowa lat hydrologicznych 1995–2004 według Z. Kaczorowskiej (1962) i H. Lorenc (1998)

bc – bardzo ciepły, c – ciepły, lc – lekko ciepły, n – normalny, lch – lekko chłodny, ch – chłodny, bch – bardzo chłodny, ach – anomalnie chłodny
bs – bardzo suchy, s – suchy, n – normalny, w – wilgotny, bw – bardzo wilgotny

The thermic-precipitation classification of hydrological years 1995–2004 after Z. Kaczorowska (1962) and H. Lorenc (1998)

bc – very warm, c – warm, lc – rather warm, n – normal, lch – rather cool, ch – cool, bch – very cool, ach – anomalous cool
bs – very dry, s – dry, n – normal, w – humid, bw – very humid



Ryc. 3. Trendy liczby dni z dobowymi sumami opadów w poszczególnych przedziałach w okresie 1995–2004

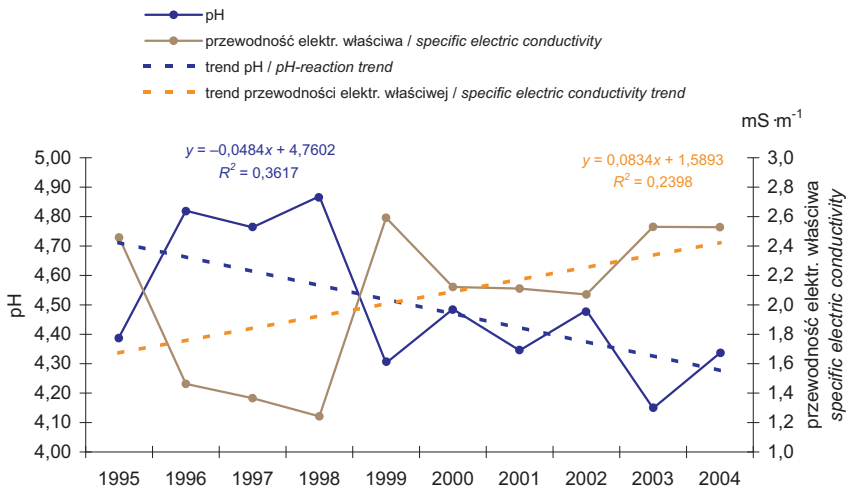
Trends for the number of days with precipitation over different intervals within the period 1995–2004

Wyniki badań pH i przewodności elektrolitycznej wody opadowej

Pomiar przewodności elektrolitycznej i odczynu w analizowanym okresie wykonano w 1362 próbach; w poszczególnych latach liczebność pomiarów wynosiła od 68 do 159. Średnia roczna wartość pH opadów atmosferycznych obliczona dla wielolecia wyniosła 4,28; średnia roczna przewodność elektrolityczna w wieloleciu – 2,03 mS m⁻¹. Zmienność średnich rocznych wartości pH kształtowała się od 4,15 (2003) do 4,87 (1998), a przewodności – od 1,24 mS m⁻¹ (1998) do 2,59 mS m⁻¹ (1999) (ryc. 4). Obserwując średnie roczne wartości odczynu stwierdza się występowanie tendencji spadkowej w omawianym okresie; w przypadku średnich rocznych przewodności elektrolitycznej występuje zjawisko odwrotne. Proces zakwaszania wody opadowej zatem postępuje.

Dynamika odczynu i przewodności elektrolitycznej wody opadowej w poszczególnych porach roku wykazywała niewielką zmienność podstawowych charakterystyk statystycznych: średnich sezonowych, kwartyli i wartości ekstremalnych (ryc. 5). Analiza statystyczna populacji wyników w poszczególnych porach roku wykazała brak podobieństwa między zbiorami wyników pomiarów przewodności elektrolitycznej z zimy i jesieni oraz wiosny i lata. W pozostałych porach

roku nie stwierdzono statystycznie istotnych różnic. Analogicznie przeprowadzone porównanie zbiorów wyników pomiarów pH wykazała brak podobieństwa danych wiosennych z letnimi.



Ryc. 4. Średnie roczne wartości odczynu i przewodności elektrolitycznej wody opadowej
Mean annual pH and specific electrolytic conductivity values for rainfall

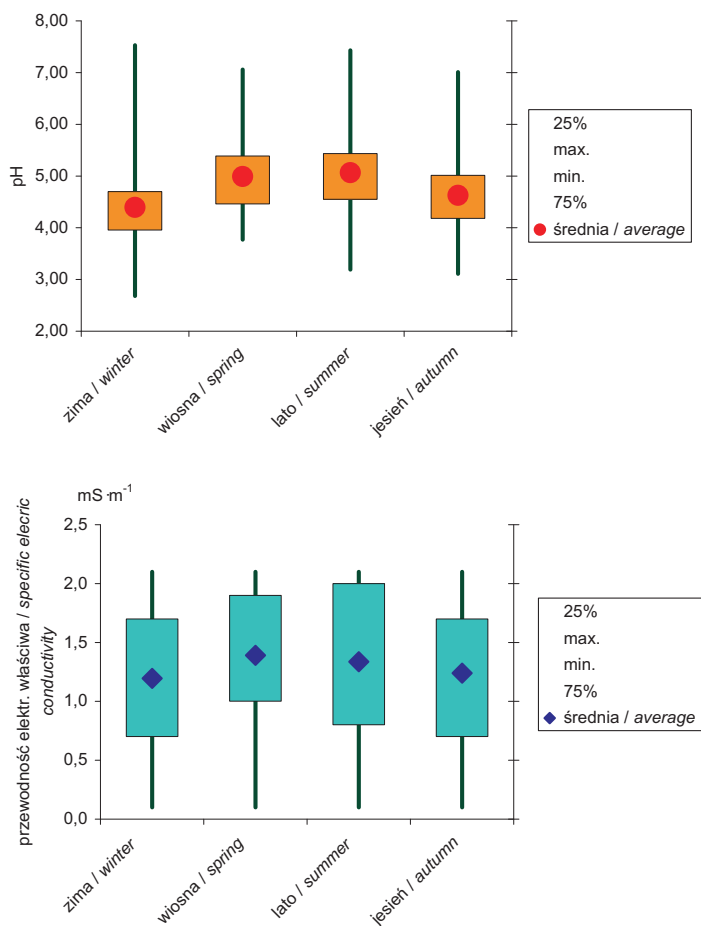
Na podstawie klasyfikacji pH W. Jansena i innych (1988) trzy lata hydrologiczne zaliczono do grupy „lekkobniżony” (1996, 1997, 1998), pozostałe – do grupy „znacznie obniżony” (ryc. 6). Według kryteriów przewodności elektrolitycznej właściwej, do grupy „nieznaczna” zaliczono lata o pH lekko obniżonym (1996, 1997, 1998), pozostałe lata znalazły się w grupie „lekkopodwyższona”.

W omawianym okresie obserwuje się wzrostową frekwencję dobowych opadów o odczynie silnie obniżonym (<4,10), przy malejącej tendencji występowania opadów o odczynie lekko podwyższonym (6,11–6,60) i podwyższonym (>6,60) (ryc. 7)

Analiza częstości przewodności w poszczególnych przedziałach wskazuje na wyraźne zmniejszanie się liczby przypadków w grupie przewodności nieznacznej (0,00–1,50 mS·m⁻¹), przy równoczesnym wzroście liczby opadów o przewodności lekko podwyższonej (1,51–3,00 mS·m⁻¹) (ryc. 8).

W przebiegu średnich miesięcznych wartości obliczonych dla wielolecia 1995–2004 najniższe wartości odczynu obserwuje się w miesiącach zimowych, z minimum w lutym. W miesiącach półrocza hydrologicznego letniego (V–X) wartości są zbliżone, w granicach 4,80–5,00. Współczynnik zmienności obliczony na podstawie wartości miesięcznych w analizowanym okresie wykazuje

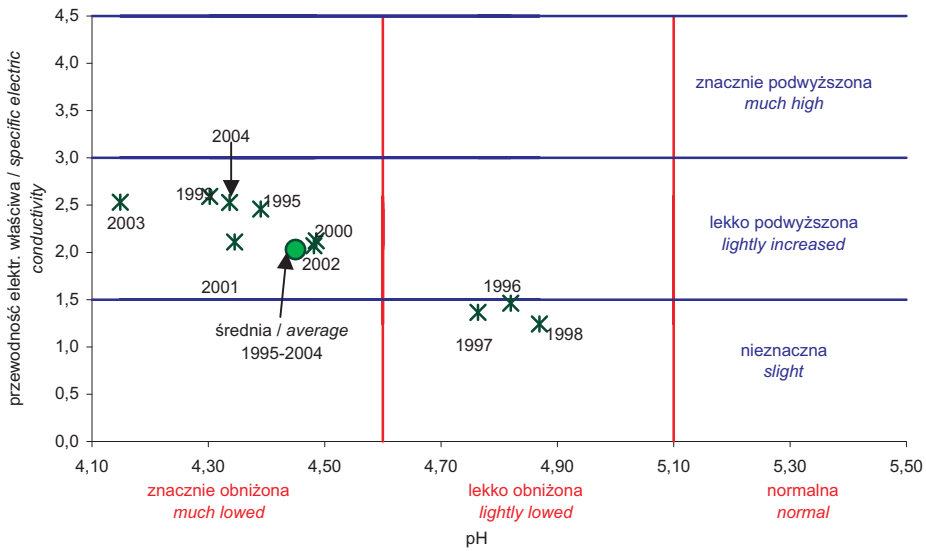
wyższe wartości w miesiącach półrocza hydrologicznego zimowego, w stosunku do półrocza letniego. Najwyższe średnie wartości przewodności elektrolitycznej właściwej obserwuje się w marcu i kwietniu, przy równocześnie najniższym współczynniku zmienności.



Ryc. 5. Sezonowe charakterystyki statystyczne pH i przewodności elektrolitycznej właściwej wody opadowej

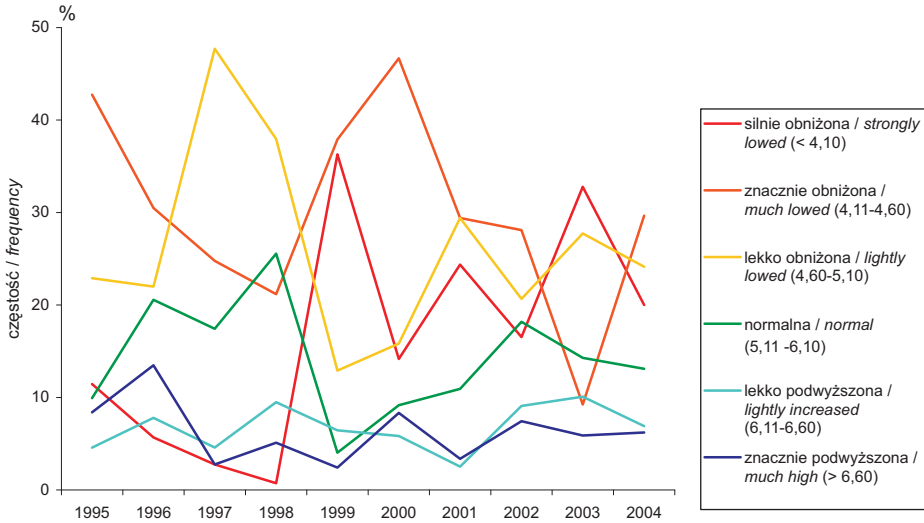
Seasonal characteristics to reaction and specific electric conductivity in precipitation water

Przeprowadzono analizę zależności średnich rocznych stężeń H⁺ i przewodności elektrolitycznej właściwej (SEC) od: sumy rocznej opadów, liczby dni z opadem oraz średniego dobowego opadu (roczna suma opadu podzielona przez



Ryc. 6. Klasyfikacja odczynu i przewodności elektrolitycznej właściwej wody opadowej wg kryteriów W. Jansena i innych (1988)

Classification of the pH and specific conductivity of rainfall in line with criteria after W. Jansen *et al.* (1988)



Ryc. 7. Częstość odczynu wody opadowej w poszczególnych przedziałach klasyfikacji Jansena i innych (1988)

Frequency of rainfall pH values in the different intervals to the classification after Jansen *et al.* (1988)

liczbę dni z opadem). W tym celu dokonano standaryzacji danych, a wyniki przedstawiono na rycinie 9.

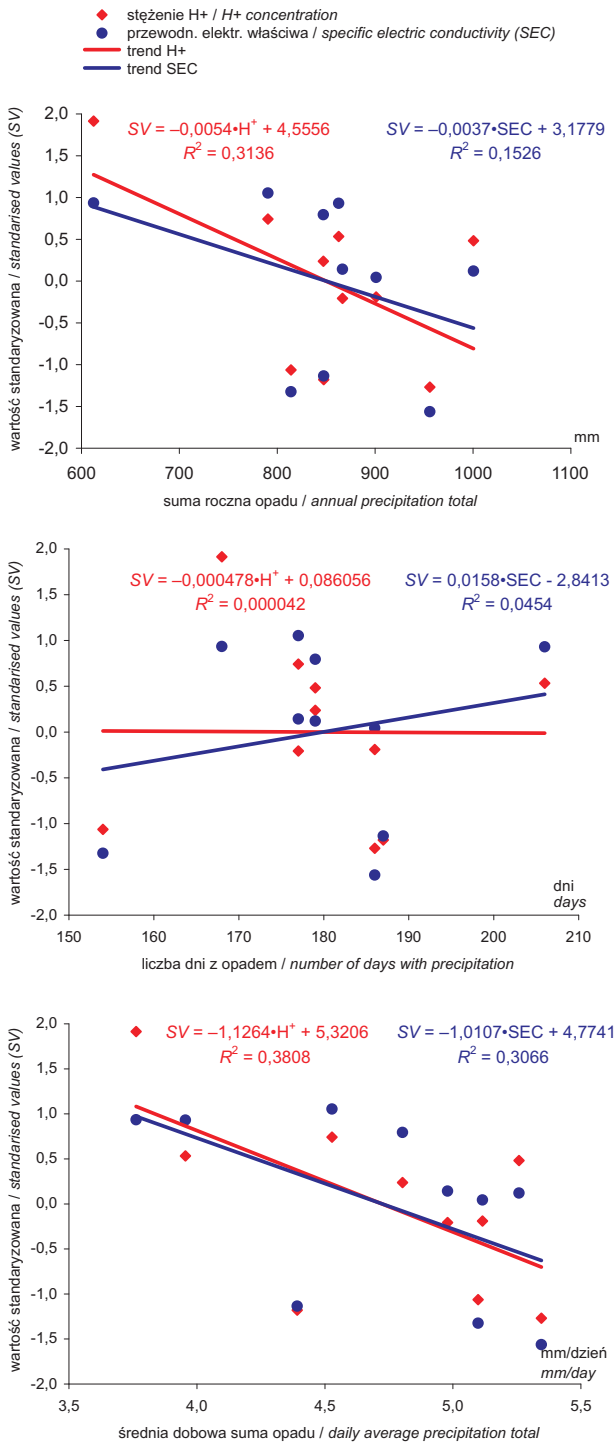
Zależności mają charakter liniowy i w każdym z przypadków średnia roczna przewodność elektrolityczna właściwa wykazuje wyższe współczynniki korelacji r od wymienionych wyżej zmiennych niezależnych w porównaniu z odczynem. Najwyższe współczynniki determinacji uzyskano dla zależności ze średnim dobowym opadem.

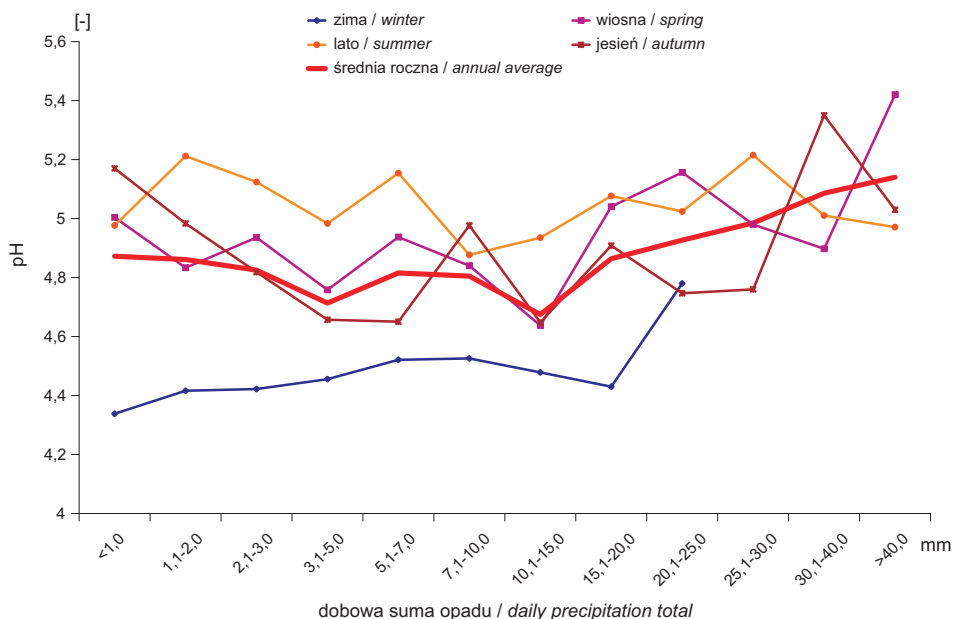


Ryc. 8. Częstość przewodności elektrolitycznej właściwej wody opadowej w poszczególnych przedziałach klasyfikacji Jansena i innych (1988)

Frequency of specific electric conductivity values for rainfall in the different intervals to the classification after Jansen *et al.* (1988)

Istotne znaczenie dla właściwości fizykochemicznych wody opadowej ma dobowy wysokość opadu. Uwzględniono tutaj czynnik sezonowości wyróżniając: zimę (XI–II), wiosnę (III–V), lato (VI–VIII) i jesień (IX–XI), ze względu na wpływ lokalnych czynników – głównie temperatury powietrza – na emisję zanieczyszczeń, a przez to wzrost ich stężeń w wodzie opadowej. Dobowe sumy opadu pogrupowano według wielkości w 12 przedziałach. Średni odczyn wody w opadach o sumach dobowych poniżej 15 mm oscyluje w granicach 4,67–4,86; przy sumach powyżej 15 mm systematycznie wzrasta osiągając 5,14 w opadach przekraczających 40 mm na dobę (ryc. 10). Podobną prawidłowość wzrostu odczynu ze wzrostem intensywności opadu obserwowała A. Miechówka (1993) na terenie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Wyraźnie niższe wartości odczy-





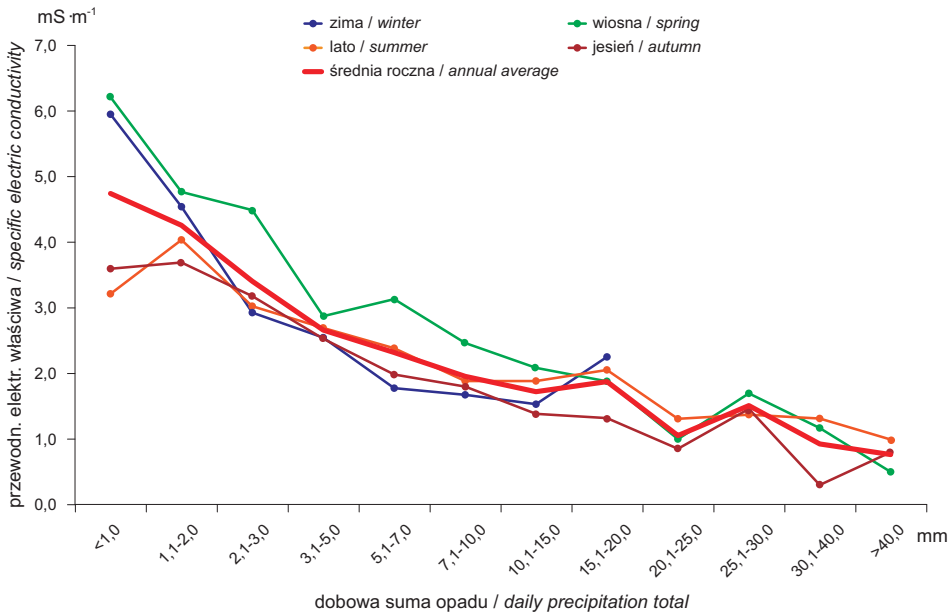
Ryc. 10. Średni odczyn wody opadowej w przedziałach dobowych sum opadu
Average pH of rainwater in regard to 24-hour intervals for precipitation totals

nu wykazują opady w okresie zimowym, niezależnie od dobowej sumy. Wpływają na to niewątpliwie lokalne źródła emisji zanieczyszczeń i opalanie w sezonie grzewczym. Emisja jest wyraźnie skorelowana z temperaturą powietrza. Najwyższe wartości odczynu obserwowane są w większości przedziałów latem.

Przewodność elektrolityczna właściwa wykazuje w wyróżnionych przedziałach prawie systematyczny spadek ze wzrostem sumy opadów. Szczególnie wysoką przewodność elektrolityczną obserwuje się na wiosnę (ryc. 11).

Czy i w jakim stopniu wysokość opadów wpływa na odczyn i przewodność elektrolityczną wody? W tym celu obliczono korelacje między dobowymi sumami opadu a zmierzonymi w nich wartościami stężeń jonów wodorowych (po przeliczeniu $S_{H^+} = 10^{\wedge -pH}$) i przewodnością elektrolityczną, z podziałem na poszczególne pory roku.

Ryc. 9. Zależności średnich rocznych stężeń H^+ i przewodności elektrolitycznej właściwej (SEC) od: rocznej sumy opadów, liczby dni z opadem oraz średniego dobowego opadu
Relationships between annual average H^+ concentrations and specific electric conductivity (SEC) and: annual precipitation totals, numbers of days with precipitation and 24-hour mean precipitation totals



Ryc. 11. Średnia przewodność elektrolityczna (SEC) wody opadowej w przedziałach dobowych sum opadu

Mean specific electric conductivity (SEC) of rainwater in regard to 24-hour intervals for precipitation totals

Generalnie zaobserwowano niewielki wpływ wysokości opadu na stężenie jonów H^+ , o czym świadczą niskie sezonowe współczynniki korelacji, istotne statystycznie tylko w sezonie zimowym i wiosennym ($p < 0,05$) (tab. 1). Zimą, wiosną i jesienią zależności między zmiennymi są ujemne, natomiast latem występuje zależność dodatnia, za sprawą konwekcji oraz „podnoszenia“ zanieczyszczeń z przyziemnej części troposfery i ich dostawy do podłoża w czasie opadów towarzyszących burzom. Brak związków statystycznie istotnych pomiędzy sumą opadów a stężeniem jonów wodorowych zaobserwował również K. Turzański (1991). Podobne wnioski wynikają z obserwacji G.A. Dawsona (1977). Turzański w swoich analizach uwzględnił jednak miesięczne sumy opadów w czterech klasach wielkości, co wynikało ze sposobu zbierania prób. W poszczególnych porach roku związki korelacyjne mają różny charakter (tab. 1).

Przewodność elektrolityczna wody opadowej, podobnie jak stężenie jonów H^+ , wykazuje ujemne korelacje z dobową sumą opadów. W ujęciu sezonowym związki funkcyjne między wysokością opadu a przewodnością elektrolityczną

Tabela 1. Charakterystyki statystyczne zależności stężenia jonów wodorowych i przewodności elektrolitycznej właściwej od dobowej sumy opadu i średniej temperatury

Statistical characterisation of the relationships between pH and specific electric conductivity (SEC) and 24-hour rainfall and average air temperature

		Stężenie jonów H ⁺															
		zima				wiosna				lato				jesień			
		charakter regresji	r	p	N	charakter regresji	r	p	N	charakter regresji	r	p	N	charakter regresji	r	p	N
Suma opadu	logarytm.	-0,14	0,013	334	wykładn.	-0,18	0,001	307	potęgowy	0,013	0,819	323	wielom. 2 stopnia	-0,09	0,160	249	
Średnia temperatura	liniowa	-0,17	0,002	347	liniowa	-0,28	<0,001	282	liniowa	-0,15	0,010	312	wykładn.	-0,16	0,007	299	
Przewodność elektrolityczna właściwa																	
		zima				wiosna				lato				jesień			
		charakter regresji	r	p	N	charakter regresji	r	p	N	charakter regresji	r	p	N	charakter regresji	r	p	N
		Suma opadu	logarytm.	-0,41	<0,001	334	logarytm.	-0,39	<0,001	307	logarytm.	-0,38	<0,001	323	logarytm.	-0,36	<0,001
Średnia temperatura	liniowa	0,43	<0,001	347	liniowa	0,18	0,003	282	logarytm.	0,04	0,480	312	liniowa	0,29	<0,001	299	

Objaśnienia / Explanations:

r – współczynnik korelacji/ correlation coefficient,

p – poziom istotności statystycznej/ level of statistical significance,

N – liczebność przypadków (prób)/ number of cases (of samples).

wody mają charakter logarytmiczny, o zbliżonym we wszystkich porach roku współczynnika korelacji r od $-0,36$ (jesień) do $-0,41$ (wiosna).

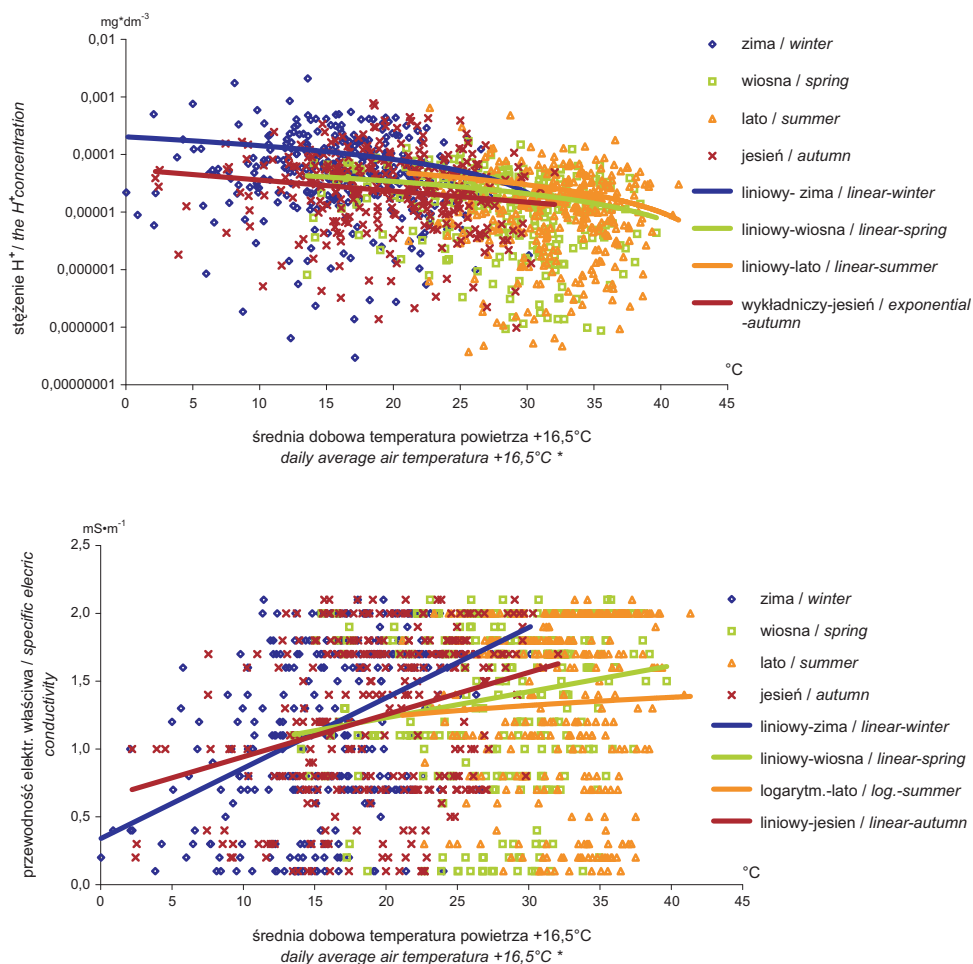
Przeprowadzono również analizę wpływu temperatury powietrza na stężenia jonów H^+ i przewodność elektrolityczną wody opadowej. W tym celu pogrupowano wszystkie średnie dobowe wartości z podziałem na wyróżnione wcześniej pory roku, obliczono średnią roczną i odchylenie standardowe (STD) temperatury i na tej podstawie ustalono granice przedziałów. Następnie obliczono średnie wartości odczynu i przewodności właściwej w każdym z nich (tab. 2)

Tabela 2. Wielkość pH i przewodności elektrolitycznej wody opadowej (SEC) w poszczególnych przedziałach temperatury powietrza

Levels of pH and specific electrolytic conductivity (SEC) of rainfall in relation to different air temperature ranges

Przedział odchl. standardowego STD; zakres temperatury (°C)	Zima		Wiosna		Lato		Jesień	
	pH	SEC (mScm ⁻¹)	pH	SEC (mScm ⁻¹)	pH	SEC (mScm ⁻¹)	pH	SEC (mScm ⁻¹)
2,0-2,5 (23,9-28,1)	-	-	-	-	4,78	17,0	-	-
1,5 do 2,0 (19,8-23,9)	-	-	5,24	17,7	5,11	15,3	-	-
1,0 do 1,5 (15,7-19,8)	-	-	5,15	15,9	5,01	12,5	-	-
0,5 do 1,0 (11,5-15,7)	5,75	17,0	5,18	13,2	5,14	13,1	5,14	17,5
-0,5 do 0,5 (3,2-11,5)	4,61	15,0	4,78	13,3	5,06	13,7	4,68	12,6
-0,5 do -1,0 (-0,9-3,2)	4,28	13,0	4,60	11,8	-	-	4,51	13,7
-1,0 do -1,5 (-0,9- -5,1)	4,75	9,8	4,85	12,7	-	-	4,53	9,7
-1,5 do -2,0 (-5,1- -9,2)	4,34	8,2	-	-	-	-	4,55	8,7
-2,0 do -2,5 (-9,2- -13,4)	4,34	7,6	-	-	-	-	5,32	10,0
-2,5 do -3,0 (-13,4- -17,5)	4,58	4,8	-	-	-	-	4,41	5,0
<3,0 (<-17,5)	-	-	-	-	-	-	4,48	8,0

Największą dynamikę stężeń jonów H^+ , wynikającą ze zróżnicowania termicznego, obserwuje się zimą. Ze wzrostem temperatury powietrza następuje zmniejszanie stężenia H^+ w wodzie opadowej. Wynika to z wpływu lokalnych zanieczyszczeń, pochodzących głównie ze spalania paliw w okresie grzewczym, powodujących znaczne obniżenie odczynu w okresach występowania bardzo silnego mrozu. Przewodność elektrolityczna wzrasta ze wzrostem temperatury powietrza. Przyczyną takiego stanu jest obecność pyłu zawieszonego w powietrzu w ciepłych i bezdeszczowych okresach.



Ryc. 12. Zależności między średnią dobową temperaturą powietrza a stężeniem jonów H^+ i przewodnością elektrolityczną w wodzie opadowej

Relationships between mean daily air temperature and rainwater H^+ concentrations and specific electric conductivity

Przeprowadzono analizę zależności funkcyjnych między średnią dobową temperaturą powietrza a stężeniem H^+ w wodzie opadowej w poszczególnych porach roku. Do każdej średniej dobowej temperatury dodano wartość $16,5^{\circ}C$ (najniższa średnia dobowa wyniosła $-16,5^{\circ}C$), w celu uniknięcia ujemnych wartości temperatury i możliwości obliczenia i wrysowania linii regresji przez komputer. Zależności między stężeniem jonów H^+ i średniej dobowej temperatury mają charakter liniowy. Tylko jesienią zależność przyjmuje postać wykładniczą (tab. 1, ryc. 12). Współczynniki korelacji r pomiędzy stężeniem H^+ a temperaturą powietrza w zimie, latem i jesienią są zbliżone (od $-0,15$ do $-0,17$) z wyjątkiem wiosny ($-0,28$). Analogicznie obliczona korelacja przewodności elektrolitycznej wody opadowej właściwej z temperaturą powietrza ujawnia znacznie większe sezonowe zróżnicowanie niż w analizie, której wyniki przedstawiono wcześniej. Zimą, wiosną i jesienią zaobserwowano liniową zależność przewodności opadu od temperatury powietrza. Latem rozproszenie punktów na diagramie korelacyjnym jest duże i korelacja jest bardzo niska ($r=0,04$). Okres letni charakteryzuje bowiem duże zróżnicowanie genyzy opadów. Występują opady rozlewne z chmur o stratyfikacji poziomej oraz opady ulewne z chmur konwekcyjnych, a temperatura powietrza nie ma większego wpływu na kształtowanie przewodności wody opadowej.

Wnioski

1. Na podstawie tendencji obserwowanych w przebiegu średnich rocznych wartości odczynu i przewodności wody opadowej w latach 1995-2004 obserwuje się zakwaszanie opadów (ryc. 4); zjawisko to towarzyszy wzrostowi liczebności opadów o najniższych sumach dobowych, w przedziale $0,1-1,0$ mm (ryc. 3);
2. W przebiegu rocznym obserwuje się najniższe wartości odczynu w okresie zimowym; równocześnie w tym czasie odczyn jest najbardziej zmienny (ryc. 5);
3. Analiza korelacji średnich rocznych stężeń H^+ i przewodności elektrolitycznej właściwej z cechami opadu wykazała najwyższą zależność ze średnim dobowym opadem, o czym świadczą wysokie współczynniki korelacji (ryc. 9);
4. Dobowa suma opadu nie ma większego znaczenia w kształtowaniu pH; bardziej wpływa na przewodność elektrolityczną wody opadowej (tab. 1);
5. Rola temperatury powietrza wzrasta w wybranych porach roku: na wiosnę obserwuje się wyraźny związek z pH opadów, zaś zimą – z przewodnością elektrolityczną (tab. 1, ryc. 12).

Piśmiennictwo

- Bogdanowski J., 1990, *Planowanie przestrzenne a degradacja zespołów zabytkowych Krakowa*, [w:] M. Gumińska, A. Delorme (red.), *Kłęska ekologiczna Krakowa*, Polski Klub Ekologiczny, Kraków.
- Bublinec E. Voško M., 1987, *The input of chemical elements into the central european forest ecosystems and ecological investigation of landscape*, *Ekologia (CSSR)*, 6, 1.
- Dawson G.A., 1977, *Ionic composition of rain during sixteen convective showers*, *Atmospheric Environment*, 12, s. 1991–1999.
- Goyer R.A., Bachmann J., Clarkson T.W., Ferris B.G., Graham J., Mushak P., Perl D.P., Rall D.P., Schlesinger R., Sharpe W., Wood J.M., 1985, *Potential human health effects of acid rain: report of a workshop*, *Environment Health Perspect*, 60, s. 355–368.
- Grodzińska-Jurczak M., 1995, *Kwaśne deszcze a zniszczenia lasów w Tatrach*, [w:] *Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji „Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Stan i perspektywy badań tatrzańskich”*, Zakopane, 6-9 października 1995, red. Z. Krzan, 3, s. 79–82, maszynopis.
- Grodzińska K., Godzik B., Szarek G., 1996, *Krakowskie ogrody działkowe – skażenie warzyw i gleby metalami ciężkimi*, *Folia Geographica, Series Geographica-Physica*, 26-27, s. 113–138.
- Haber J., 1990, *Zanieczyszczenia atmosfery a niszczenie zabytków Krakowa*, [w:] M. Gumińska, A. Delorme (red.), *Kłęska ekologiczna Krakowa*, Polski Klub Ekologiczny, Kraków.
- Janiec B., 1982, *Badanie denudacji chemicznej metodą konduktometryczną*, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B*, 37, s. 119–139.
- Jansen W., Block A., Knaack J., 1988, *Kwaśne deszcze. Historia, powstawanie, skutki*, *Aura*, 4, Kraków.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim (tendencja, okresowość oraz prawdopodobieństwo występowania niedoboru i nadmiaru opadów)*, *Prace Geograficzne*, IG PAN, 33.
- Kowalkowski A., 1981, *Teoria prof. B. Ulricha o destabilizacji ekosystemów leśnych przez kwaśne deszcze*, *Przegląd Geograficzny*, 53, 3, s. 627–638.
- Kowalkowski A., Świercz A., 1993, *Zmiana kwasowości gleb leśnych pod wpływem emisji przemysłu wapienniczo-cementowego w zlewni rzeki Bobrzyczki*, *Monitoring Środowiska Regionu Świętokrzyskiego*, 1, s. 109–116.
- Kozłowski R., 2000, *Przyczynek do poznania zmian właściwości chemicznych wód opadowych w ekosystemie leśnym pod wpływem imisji alkalicznej*, [w:] *Materiały 49 Zjazdu PTG, Szklarska Poręba 20–24.09.2000*, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Szklarska Poręba, s. 133–135.
- , 2003, *Dynamika składu chemicznego wód opadowych w geosystemie w warunkach imisji alkalicznej*, [w:] M. Kejna, G. Wójcik (red.), *XIV Ogólnopolskie Sympozjum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego „Funkcjonowanie i monitoring geosystemów w warunkach narastającej antropopresji”*, Toruń-Koniczyńska, 3–5 września 2003. *Streszczenia referatów*, UMK, Toruń, s. 68–70.
- Krawczyk W.E., Hibszer B., 2000, *Wpływ kwaśnych deszczy na proces rozpuszczania kamieni*, [w:] A. T. Jankowski, U. Myga-Piątek, S. Ostaficzuk (red.), *Środowisko przyrodnicze regionu górnośląskiego – stan poznania, zagrożenia i ochrona*, *Konferencja naukowa, Sosnowiec-Tarnowskie Góry, 19–20 października 2000*, *Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ*, 2, s. 39–44.

- Listwan R., 2003, *Stan środowiska w Małopolsce (2000–2001)*, [w:] W. Bochenek, E. Gil (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, s. 41–51.
- Lorenc H., 1998, *Obserwacje meteorologiczne i badania klimatyczne w systemie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego oraz synteza uzyskanych wyników badań za okres 1994–1997*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań, s. 117–118.
- Miechówka A., 1993, *Kwaśne deszcze*, [w:] Z. Mirek, H. Piękoś-Mirkowa (red.), *Przyroda Kotliny Zakopiańskiej. Poznanie, przemiany, zagrożenia i ochrona*, Tatrzy i Podtatrze, 2, s. 317–321.
- Nihlgard B., 1970, *Precipitation, its chemical composition and effect on soil water in beech and spruce in south Sweden*, *Oikos*, 21.
- Raport o stanie środowiska w województwie małopolskim w 2004 r.*, red. L. Sebesta, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kraków.
- Rzychoń D., 1998, *Wpływ opadów kwaśnych na zakwaszenie jezior Tatr Wysokich*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1675.
- Sawicka-Kapusta K., Zakrzewska M., Idzi G., Jasińska K., Budka D., Damek M., Gdula-Argasińska J., 1999, *Ocena zanieczyszczenia polskich parków narodowych metalami ciężkimi, przy pomocy porostu Hypogymnia physodes jako biowskaźnika*. Ekspertyza, Zakład Monitoringu Środowiska, Instytut Nauk o Środowisku UJ, Kraków.
- Stach A., 2003, *Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej w mikro-zlewni na obszarze młodoglacjalnym*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Turzański K., 1991, *Zanieczyszczenia wód opadowych południowej Polski*, Zeszyty Naukowe AGH, Sozologia i Sozotechnika, 34, Kraków.

[Wpłynęło: luty 2007; poprawiono: czerwiec 2008 r.]

WITOLD BOCHENEK

THE INFLUENCE OF PRECIPITATION TOTALS AND AIR TEMPERATURE
IN THE PH-REACTION AND SPECIFIC ELECTRIC CONDUCTIVITY
OF RAINWATER

This contribution deals with differences in rainwater pH and conductivity influenced by precipitation totals and air temperature. The analysis is based on 24-hour rainwater records collected over the 10 hydrological years 1995–2004 at the Research Station of the Institute of Geography and Spatial Organisation, Polish Academy of Sciences in Szymbark. The years in question featured a downward trend as regards mean annual pH values, as accompanied by an upward trend for electrolytic conductivity. Both factors attest to progressing acidification of rainwater in the studied period.

Under the classification after W. Jansen *et al.* (1988), the mean annual pH in 7 out of the 10 years considered is to be assigned to the “significantly lowered pH” category. In turn, reference to the specific electrolytic conductivity (SEC) criterion allows the same years to be included within the group characterised by “slightly increased” conductivity.

Analysis was concerned with the way in which the mean annual concentration of H^+ and SEC are dependent on: annual precipitation totals, numbers of days with precipitation and “mean daily precipitation” (annual precipitation divided by the number of days with precipitation). The derived relationships have a linear form, with the highest coefficient values characterising the correlation between mean annual concentration of H^+ and SEC on the one hand and “mean daily precipitation” as defined above on the other.

The analysis of precipitation totals by 24-hour interval points to seasonal differences in mean values, pH being higher when precipitation totals are greater (and *vice versa*), while SEC values are lower.

The influence of temperature and relative air humidity were also analysed, air temperature showing a positive relationship with respect to rainwater pH and conductivity, while the reverse is observed as regards the influence of air humidity on the same parameters.

Geozagrożenia wulkaniczne na obszarze Sycylii i Wysp Liparyjskich*

Volcanic geohazards on Sicily and on Lipari Islands

AGNIESZKA MARCZAK

72 Gladstone Avenue, London N22 6LL, UK
agnieszka.aurelia.marczak@gmail.com

Zarys treści. Celem niniejszego artykułu jest zarysowanie istoty zjawisk wulkanicznych, które z uwagi na swój charakter i aktywność stanowią istotne zagrożenie dla setek tysięcy ludzi, choć w Polsce, ze względu na brak aktywnego wulkanizmu, nie cieszą się dużym zainteresowaniem. Artykuł zawiera jedynie wprowadzenie w obszerną problematykę dziedziny geologii, jaką jest wulkanologia. Pierwsza część obejmuje identyfikację oraz krótką charakterystykę zagrożeń ze strony wulkanów, druga zaś dotyczy aktywnego wulkanizmu w obrębie Basenu Morza Śródziemnego. Przedmiotem obserwacji i badań była Etna, położona na największej wyspie Basenu – Sycylii, a także wyspy Stromboli i Vulcano wchodzące w skład Wysp Liparyjskich (ryc. 1).

Słowa kluczowe: geozagrożenia, wulkanizm, monitoring, Etna, Wyspy Liparyjskie.

Czym są geozagrożenia wulkaniczne?

Termin „geozagrożenia” w literaturze naukowej pojawił się stosunkowo niedawno. Odpowiada on angielskiemu *geohazards*, czyli – jak podaje A. Lukas (2005) – wszelkim procesom mogącym spowodować straty lub szkody dla społeczeństwa, środowiska, a także dla życia i mienia ludzi. W przypadku wulkanów zagrożeniami tymi są najczęściej sploty lawy i materiału piroklastycznego, osuwiska, wydobywające się z wulkanów gazy oraz trzęsienia ziemi towarzyszące wybuchom.

Lawa jest jednym z produktów erupcji wulkanicznych; jeśli jedynym – mówimy o wulkanach efuzywnych (lawowych). O zachowaniu strumieni lawowych decydują różne czynniki, z których najważniejsze to tempo wydobywania się lawy z komina wulkanicznego, czas trwania erupcji, nachylenie terenu i inne

* Wykorzystano materiały zebrane przy przygotowaniu pracy magisterskiej *Wulkanizm i wulkanity Sardynii, Sycylii i Wysp Liparyjskich*, wykonanej w Zakładzie Geologii i Hydrogeologii UMK w Toruniu pod kierunkiem prof. dr. hab. Andrzeja Sadurskiego.



Ryc. 1. Sycylia i Wyspy Liparyjskie
 (opracowanie własne na podstawie *Ancient world mapping center*, 2003)
 Sicily and the Lipari Islands (own draft after *Ancient world mapping center*, 2003)

elementy topografii, lepkość lawy, która z kolei zależy od jej składu chemicznego, zawartości kryształów i składników gazowych oraz temperatury. Wszystkie powyższe czynniki wpływają znacząco na prędkość strumieni lawowych we wszystkich kierunkach i na ich miąższość, a także na wielkość obszaru objętego ich zasięgiem (Peterson i Tilling, 2000).

Główne zagrożenie to rozprzestrzeniająca się lava, która niszczy wszystko, co znajdzie się w jej zasięgu. Kolejne stanowią: opad fragmentów z fontann lawowych, eksplozje na kontakcie gorącej lawy z oceanem oraz na obszarach pokrytych gęstą szatą roślinną. Strumienie lawowe, zależnie od charakteru i rozmiaru, mogą powodować pożary, przysypywać obiekty naturalne bądź wytworzone przez człowieka, często doprowadzając do ich całkowitego zniszczenia. Stopień ryzyka dla człowieka i elementów jego infrastruktury gospodarczej, znajdujących się na drodze strumienia lawowego jest determinowany przez stopień rozwoju ekonomicznego obszaru, na którym może się on pojawić, wartość rolniczą tego obszaru oraz wielkość populacji go zamieszkującej. W zasięgu strumieni lawowych, którym towarzyszą energiczne fontanny lawowe, dodatkowym zagrożeniem jest gorący materiał spadający na powierzchnię ziemi. Dotyczy to obszarów w zasięgu kilkuset km² po stronie zawietrznej od krateru (Peterson i Tilling, 2000).

Spływananiu strumieni lawy mogą towarzyszyć także przesunięcia i pęknięcia powierzchni ziemi oraz jej gwałtowne obniżanie się. Chociaż większość wulkanicznych trzęsień ziemi nie jest silna, mają one niszczący charakter, zwłaszcza dla elementów infrastruktury gospodarczej. Potencjalne zagrożenie powstaje, gdy osady świeżej lawy są akumulowane na lub ponad zboczem o znaczącej nachyleniu. Obciążenie stoku może w wyniku dostawy osadów przekroczyć granicę stabilności i doprowadzić do jego osunięcia się. Tego rodzaju ruchy masowe mogą również pojawić się wzdłuż linii brzegowej, gdy nowe strumienie lawy przemieszczają się w kierunku morza lub oceanu (Peterson i Tilling, 2000). Osuwiska związane z niestabilnością zboczy prowadzą do znacznych strat, zarówno ekonomicznych, jak i ludzkich. Wśród wielu wulkanów na świecie, których dotyczy ten problem, znajdują się również Etna i Stromboli.

Chociaż wszystkie strumienie lawowe, spływając, powodują znaczne zniszczenia wszystkiego, co znajduje się na ich drodze, bardzo rzadko prowadzą bezpośrednio do śmierci ludzi. Wynika to z faktu, że zwykle swym zasięgiem nie obejmują znacznych obszarów, co ułatwia ewakuację ludzkich siedzib. Co więcej, głośny huk towarzyszący eksplozjom, które często są zwiastunem nowej aktywności wulkanu, zanim jeszcze pojawią się strumienie lawy, stanowi ostrzeżenie dla ludzi przebywających w pobliżu wulkanu (Peterson i Tilling, 2000) (fot. 1).



Fot. 1. Efekt niszczącej działalności strumienia lawowego – Etna (fot. A. Marczak, 2006)

The destructive effect of a lava flow – Etna (Photo: A. Marczak, 2006)

Splywy piroklastyczne i towarzyszące im „wezbrania” piroklastyczne stanowią i stanowią znaczne zagrożenia pojawiające się podczas erupcji wulkanicznych, niejednokrotnie stając się przyczyną wielkich katastrof. Mianem splywu piroklastycznego określa się splyw materiału wulkanicznego o różnym wysortowaniu, począwszy od pęczerykowatego pumeksu o niskiej gęstości, po gęstą lawę i klasty, które przemieszczają się zgodnie z ukształtowaniem terenu, wypełniając jego obniżenia. Z kolei, wezbranie piroklastyczne rozumiane jest jako turbulenta część splywu piroklastycznego o niskiej gęstości i znacznej prędkości; nie jest ono tak zależne od ukształtowania powierzchni jak splyw piroklastyczny, dzięki czemu ma możliwość łatwego pokonywania barier topograficznych, co przyczyniło się do określania go mianem „gorącego huraganu” (Nakada, 2000).

Prędkość, z jaką przemieszczają się piroklastyczne splywy i wezbrania jest na ogół większa niż $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a niekiedy osiąga ponad $100 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Współcześnie do jej pomiaru używa się zapisu cyfrowego z kamer video oraz stosuje się dokładne obserwacje sygnałów sejsmicznych (Nakada, 2000).

Oprócz lawy oraz materiału piroklastycznego podczas erupcji z wulkanu wydobywają się również gazy wulkaniczne. Występują one w magmie, z której uwalniają się w różnym tempie w miarę jej przemieszczania się w górę w kominie wulkanicznym. Kompozycja gazów wulkanicznych zależy od rodzaju wulkanu i fazy erupcji, w jakiej się znajduje. Choć najpowszechniejszymi są: para wodna, dwutlenek węgla, dwutlenek siarki, siarkowodór i tlenek węgla, niektóre z nich wchodzi w reakcje, tworząc aerozole. Najważniejsze z nich to: chlorek wodoru, fluorek wodoru i kwas siarkowy. Komponenty te są toksyczne i korozyjne. Oprócz nieprzyjemnego zapachu, jaki im towarzyszy, mogą wywierać negatywny wpływ na zdrowie człowieka, powodować zniszczenie jego mienia, a także znacznie zmniejszać produktywność rolniczą danego obszaru, ograniczając wzrost roślin. Obszarami szczególnie narażonymi na niebezpieczne działanie gazów wulkanicznych są obniżenia terenu, ponieważ część gazowych składników magmy jest cięższa od powietrza (np. dwutlenek węgla) i w okresach słabego wiatru lub bezwietrznych może koncentrować się w zagłębieniach terenu, powodując uduszenie ludzi i zwierząt (Williams-Jones i Rymer, 2000).

Gazy wulkaniczne mogą wydobywać się nawet z wulkanów niebędących w stanie erupcji, natomiast erupcja może być źródłem ich śmiertelnej dawki. Chociaż gazy wulkaniczne są odpowiedzialne tylko za około 3% zgonów, których przyczyną była aktywność wulkaniczna, nie należy lekceważyć zagrożenia, jakie stanowią. Wywierają one istotny wpływ na lokalne i globalne środowisko, przyczyniając się także do efektu cieplarnianego (Williams-Jones i Rymer, 2000).

Geozagrożenia wulkaniczne w rejonie Etny

Źródłem głównego zagrożenia o charakterze wulkanicznym na obszarze Sycylii jest Etna, którą charakteryzuje ciągła efuzywna aktywność. Jest największym wulkanem w Europie (3350 m n.p.m.) i drugim najbardziej aktywnym na świecie, nie wykazuje jednak zachowania typowego stratowulkanu (fot. 2).

Największe zagrożenie ze strony Etny, szczególnie dla obszarów zaludnionych w jej sąsiedztwie, stanowią spływy lawy. Rozwój osad ludzkich w pobliżu wulkanu rozpoczął się jeszcze w czasach kolonizacji greckiej. Znacznym sprzymierzeńcem w tych działaniach był i jest łagodny klimat.

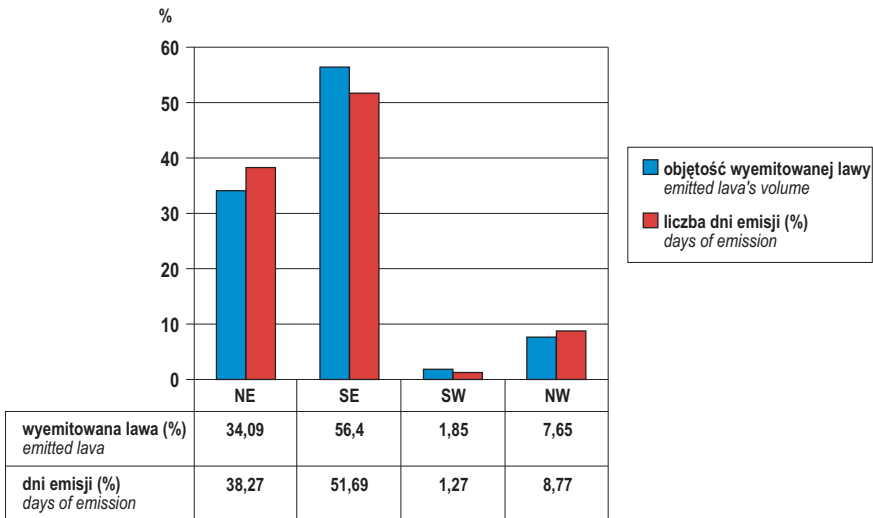


Fot. 2. Jeden z tzw. „stożków pasożytniczych” Etny (fot. A. Marczak, 2006)

One of Etna's volcanic cones (Photo: A. Marczak, 2006)

Oprócz klimatu, czynnikiem przyciągającym osadników były żyzne gleby, dzięki którym na wulkanicznych zboczach rozwinęło się rolnictwo. Wysoki wskaźnik urbanizacji tych zboczy powoduje, że więcej ludzi narażonych jest na zagrożenia wynikające z aktywności wulkanu. Obecnie najbardziej zaludnionym obszarem na zboczach Etny jest ich sektor południowy, a liczba zamieszkałej tutaj ludności stale rośnie. Jest tu usytuowane drugie pod względem liczby mieszkańców miasto Sycylii – Katania, której populacja przekracza obecnie 300 000 mieszkańców, a także szereg mniejszych miejscowości.

Pierwotnym zajęciem osadników na zboczach Etny było rolnictwo. Uprawiano żyzne gleby wulkaniczne, a te występują przeważnie na południowych i południowo-wschodnich zboczach, co jest skorelowane z przeważającym kierunkiem spływów lawy. Rozmieszczenie ludności na najbardziej niebezpiecznych obszarach znacznie zwiększa zagrożenie ze strony wulkanu. Na rycinie 2 zobrazowano aktywność efuzywną Etny w podziale na cztery sektory. Pod uwagę wzięto procentowy udział objętości wyemitowanej lawy oraz liczbę dni erupcji. Wyraźnie zaznacza się dominacja sektorów NE oraz SE.



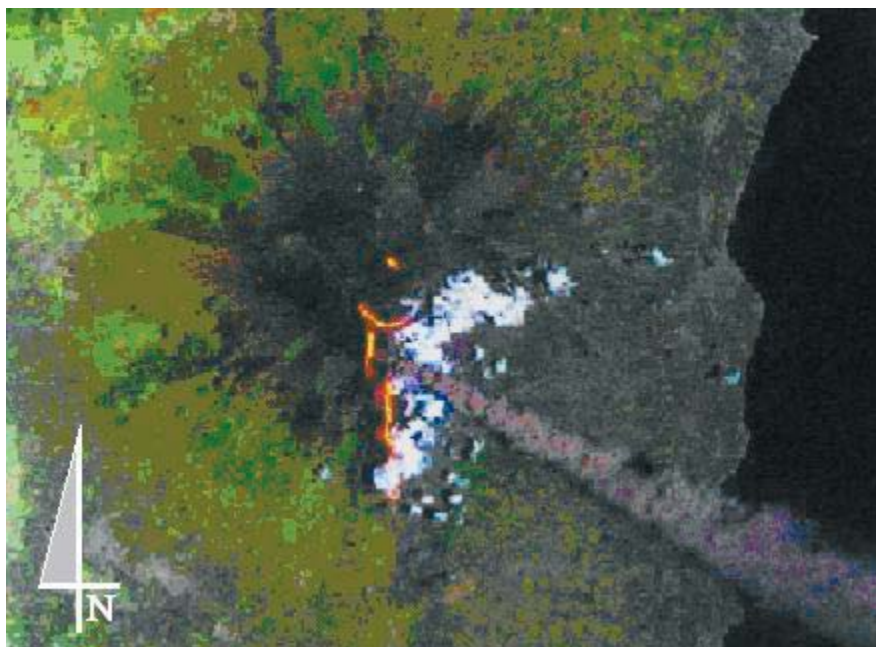
Ryc. 2. Aktywność erupcyjna Etny w XX w. z podziałem na cztery sektory (Andronico i Lodato, 2005)

Eruptive activity of Mount Etna in the 20th c., with a division into four sectors (Andronico and Lodato, 2005)

Obserwacje przeprowadzone przez dr Andronico pozwalają stwierdzić również, że w ostatnich trzydziestu latach aktywność erupcyjna Etny znacznie wzrosła. Na lata 1991–1993 przypada najważniejsza i najdłużej trwająca aktywność Etny w ciągu ostatnich trzech stuleci. Zostało wówczas „wyemitowane” $235 \cdot 10^6$ m³ lawy, a aktywność wulkaniczna trwała 473 dni (Calvari i inni, 1994).

Na podstawie tych obserwacji D. Andronico i L. Lodato (2005) stworzyli tzw. „wzór erupcyjny” Etny, który pozwala na sformułowanie stwierdzenia, że w ostatnich dziesięcioleciach XX w. drenaż i przemieszczanie się magmy ku powierzchni dominują w południowo-wschodnim sektorze wulkanu. Także na tym obszarze, do czasu erupcji w latach 2002–2003, najczęściej pojawiały się spływy lawowe (fot. 3).

W odniesieniu do erupcji szczytowych prowadzone badania umożliwiają założenie, że przyszłe spływy lawowe mogą osiągnąć odległość obserwowaną w ostatnim stuleciu. Na tej podstawie tworzy się tzw. mapy stref zagrożenia (Andronico i Lodato, 2005).



Fot. 3. Pióropusz popiołu wulkanicznego „wyrzuconego” w kierunku południowo-wschodnim i strumienie lawy wydobywającej się w kilku miejscach – Etna (Landsat 5 TM – ESA ESPRIN, 2001)

A plume of volcanic ash “thrown out” in a SE direction with lava flows emerging in a few places – Etna (Landsat 5 TM – ESA ESPRIN, 2001)

Obok spływów lawowych istotnym zagrożeniem na obszarze Etny i w jej okolicach są opady tefry – materiału wulkanicznego o różnym wysortowaniu. Zalicza się do niego m.in. popiół wulkaniczny, który może być przenoszony przez wiatr na znaczne odległości, nawet setek kilometrów. Przy dominującym południowo-wschodnim kierunku wiatru stanowi on również bezpośrednie zagrożenie dla Katanii, a także dla samolotów przemieszczających się nad miastem, mogąc doprowadzić do uszkodzeń silnika i innych urządzeń mechanicznych (Schmincke, 2006) (fot. 4).

O ciągłej aktywności Etny może świadczyć fakt, że we wrześniu 2007 r. miała miejsce kolejna erupcja wulkanu. 4 września zanotowano przejawy aktywności typu stromboliańskiego, w wyniku której w obniżeniu na wschodnim zboczu



Fot. 4. Warstwa popiołu wulkanicznego o ponadcentymetrowej grubości po trwających jedną noc opadach – Zafferana Etnea (fot. *T. Pfeiffer* / VolcanoDiscovery, www.volcanodiscovery.com, 2002)

A 1 cm thick layer of volcanic ash deposited in just one night – Zafferana Etnea
(Photo: *T. Pfeiffer* / VolcanoDiscovery, www.volcanodiscovery.com, 2002)



Fot. 5. Strumień lawowy postępujący w stronę Katanii – Etna
(fot. *A. Amantia* / www.ct.ingv.it, wrzesień, 2007)

Lava flow progressing in the direction of Catania – Etna
(Photo: *A. Amantia* / www.ct.ingv.it, September, 2007)

krateru południowo-wschodniego zaobserwowano fontanny lawowe oraz unoszącą się ponad nimi chmurę popiołu wulkanicznego przemieszczającą się, pod wpływem wiatru, w kierunku wschodnim. Efektem powyższej emisji był opad popiołu wulkanicznego we wschodnim sektorze Etny oraz na obszary położone na wschód od wulkanu, aż po wybrzeże. Dnia 4 września o godz. 20:35 chmura ta osiągnęła 65 km długości i 8 km szerokości. Według szacunków Instytutu Geofizyki i Wulkanologii w Katanii, bazujących na zdjęciach satelitarnych, jej długość mogła wynieść nawet ponad 100 km, obejmując swym zasięgiem południowe wybrzeże Kalabrii (www.ct.ingv.it) (fot. 5).

Geozagrozenia wulkaniczne na wyspie Stromboli

Stromboli jest najmłodszą z wysp w całym Archipelagu Eolskim. Wulkan ten odznacza się szczególną aktywnością. Jej specyfika wynika z powtarzających się z dużą częstością, regularnych erupcji, którym towarzyszy imponujący huk (fot. 6). Od nazwy Stromboli pochodzi określenie typu erupcji, które cechuje podobieństwo do aktywności tego wulkanu (Vergniolle i Mangan, 2000).



Fot. 6. Strumienie lawy przemieszczające się po zboczach Stromboli podczas ostatniej znaczącej erupcji (www.ct.ingv.it, luty, 2007)

Lava flows moving down the slopes of Stromboli during the last significant eruption (www.ct.ingv.it, February, 2007)

Wulkan ten, choć jest jednym z najbardziej aktywnych na świecie, należy jednocześnie do najłagodniejszych, a jego erupcje ograniczają się w znacznej mierze do spektakularnych, lecz bezpiecznych emisji materiału piroklastycznego i lawy. Jednakże Stromboli ma w swojej historii również bardziej tragiczne w skutkach wydarzenia, takie jak gwałtowna ekspansja strumienia lawowego w grudniu 2002 r. Skutkiem tego procesu była destabilizacja części zbocza wulkanu, a następnie jego osunięcie. Szacuje się, że temu procesowi uległo około 5,5 milionów m³ gruntu, co doprowadziło do powstania fal tsunami o wysokości nawet 11 metrów. Fale te zniszczyły miejscowy port i wioski Ginostra oraz Stromboli, położone na wybrzeżu. Dotarły one nawet do Milazzo – miasta portowego na Sycylii, nie wyrządzając jednak tam większych szkód. Nie był to pierwszy raz, gdy erupcja Stromboli stała się przyczyną fal tsunami. Notowano je m.in. w latach 1930, 1944 i 1954, lecz żadna z nich nie spowodowała poważniejszych strat. Przypuszcza się jednak, że znacznie większe osunięcie zbocza wulkanu miało miejsce w czasach prehistorycznych w obrębie współczesnej Sciarra del Fuoco, czyli tzw. „płaszczyzny ognia”. Niestabilność zboczy jest powszechnym zjawiskiem na Stromboli, szczególnie w jego północno-zachodniej części, gdzie znajduje się obecnie Sciarra del Fuoco. W ciągu ostatnich 13 tysięcy lat na obszarze wyspy miały miejsce cztery znaczące osunięcia. Wszystkie dotyczyły północno-zachodniego zbocza wulkanu. Ostatni z nich uformował obecny kształt Sciarra del Fuoco, a poprzedzały go fontanny lawowe, charakterystyczne dla współczesnej aktywności Stromboli. Jeśli zjawisko to wystąpiłoby na taką skalę obecnie, wygenerowałoby śmiertelnością falę tsunami o znacznie większych rozmiarach (Bonaccorso i inni, 2003).

W przypadku Stromboli głównym zagrożeniem są jednak eksplozje, jakie pojawiają się epizodycznie podczas ciągłej, łagodnej aktywności typowej dla tego wulkanu. Bloki i bomby wulkaniczne, scoria i lapille są ogromnym zagrożeniem dla wiosek usytuowanych u podnóża wulkanu (Stromboli i Ginostra). Wiedza na temat tych gwałtowniejszych erupcji ma podstawowe znaczenie przy badaniu natury wulkanicznych zagrożeń w obrębie Stromboli.

Geozagrożenia wulkaniczne na wyspie Vulcano

Wyspa Vulcano pod względem morfologicznym nie wydaje się wyjątkowa, jednak jej aktywność w czasach starożytnych wzbudziła na tyle znaczne zainteresowanie obserwatorów, że uznano ją za dom Boga Ognia. Od nazwy Vulcano pochodzi także nazwa wszystkich „gór ziejących ogniem”.

Obecnie główne zagrożenie na wyspie Vulcano wynika z faktu, że u podnóża aktywnego stożka wulkanicznego usytuowana jest wioska, którą latem zamieszkuje ponad 10 000 osób (fot. 7). Są to głównie turyści, których przyciąga, paradoksalnie, sam wulkan oraz jego łatwa dostępność. Zagrożenie dodatkowo zwiększa brak jakichkolwiek danych na temat erupcji wulkanu, gdyż ostatni epizod

erupcyjny pojawił się w latach 1888–1890, gdy żadne lokalne instrumenty kontroli nie były jeszcze rozwinięte, aczkolwiek obserwacje podobnych wulkanów, „obudzonych” w ciągu ostatnich kilku lat po długo trwającym okresie uspienia, pozwalają wysnuć przypuszczenia o możliwej preerupcyjnej aktywności sejsmicznej Vulcano, a także stwarzają możliwości opracowania odpowiednich metod postępowania w przypadku jego aktywności. W ciągu ostatnich trzydziestu lat zaobserwowano wyraźne oznaki niepokoju Vulcano, głównie polegające na modyfikacji fizycznych i chemicznych cech fumaroli wydobywających się z jego aktywnego krateru. Śledząc obserwacje lokalnych wstrząsów sejsmicznych przypuszcza się, że zagrożenie ze strony wulkanu staje się realne (Barberi i Carapezza, 2004).



Fot. 7. Wioska Vulcano u podnóża wulkanu, w tle – Salina (fot. A. Marczak, 2006)

Vulcano village at the foot of the volcano of the same name with Salina in the background
(Photo: A. Marczak, 2006)

Zagrożenie stanowią przede wszystkim sploty piroklastyczne, nie z uwagi na swoją energię, która jest niewielka, lecz ze względu na kierunek ich ruchu. Przemierzając się w dół po zboczach wulkanu, na swojej drodze napotkałyby główny port, a zarazem największe miasto na wyspie. Prędkość tych splotów zazwyczaj osiąga $20\text{--}40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, ponadto cechuje je wysoka temperatura. Zagro-

zenie na obszarze Vulcano dotyczy właśnie możliwości potencjalnego wznowienia aktywności wulkanicznej, zarówno w części centralnej oraz w formie erupcji lateralnych w obrębie stożka Fossa, jak i eksplozyjnej i efuzyjnej aktywności Vulcanello – mniejszego centrum wulkanicznego, stanowiącego półwysp w północnej części Vulcano. Badania geofizyczne, petrologiczne i geochemiczne wskazują na istnienie kompleksu kanałów wulkanicznych pod obecną wyspą. Rozpoznano przynajmniej dwa rezerwuary magmy usytuowane na stosunkowo niewielkiej głębokości (Barberi i Carapezza, 2004).

Kolejne niebezpieczeństwo w obrębie Vulcano stwarza obecność gazów wulkanicznych, przede wszystkim dwutlenku węgla i dwutlenku siarki. Wykonano różnorodne analizy komputerowe, których celem było oszacowanie koncentracji tych gazów w powietrzu nad wyspą. Istotny czynnik w powyższych analizach stanowi lokalny wiatr, na którego kierunek wpływ mają w dużej mierze różnice nagrzewania się i ochładzania powierzchni wyspy oraz otaczającej ją wody. Największa koncentracja gazów w zamieszkałym, północno-zachodnim sektorze wyspy występuje o wschodzie słońca, z uwagi na nocną stratyfikację i podmucho wiatru przebiegające z góry w dół wzdłuż zboczy wulkanu. Obecny stopień emisji gazów z fumaroli w obrębie krateru nie stanowi zagrożenia dla ludzi. W przeszłości notowano jednak śmiertelne wypadki, za które odpowiedzialna była nadmierna koncentracja dwutlenku węgla, np. w 1980 r. na skutek zatrucia tym gazem zmarła dwójka dzieci. Pomiary stężenia dwutlenku węgla w atmosferze na obszarze wyspy przeprowadzone w 1988 r., ujawniły, że koncentracja tego gazu w ziemi i wodzie była wystarczająco wysoka, by stanowić zagrożenie dla zdrowia człowieka. Maksymalną koncentrację zanotowano m.in. na kempingu u podnóża stożka wulkanicznego: kemping ten po przekazaniu wyników obserwacji do władz lokalnych, został zamknięty (Baubron i inni, 1990).

Warto nadmienić, że pomimo przeprowadzenia szczegółowych badań struktur wulkanu i hydrotermalnego systemu fumaroli, nie powstało żadne kompleksowe opracowanie, będące opisem zagrożenia ze strony wulkanu.

Przeciwdziałanie geozagrożeniom wulkanicznym

Zagrożenia te nabierają realnych wymiarów i skłaniają do prowadzenia badań oraz konkretnych działań w kierunku ochrony ludności, gdyż rozwiązanie polegające jedynie na niezasiedlaniu obszarów objętych potencjalnym ryzykiem oraz ich niedostępniowanie do celów turystycznych wydaje się niewystarczające.

Działania w celu zmniejszenia zagrożenia ze strony wulkanów można pogrupować w cztery kategorie. Do pierwszej zaliczamy identyfikację rodzaju zagrożenia, którego źródłem może być wulkan. W jej ramach prowadzi się szczegółowe badania geologiczne, obejmujące analizę budowy struktur wulkanicznych oraz obszaru, na jakim te struktury się znajdują. Udowodniono, że przeszła aktywność wulkanu może i powinna być uznawana za wskaźnik jego przyszłej aktyw-

ności, więc obserwacje geologiczne mogą dostarczyć istotnej wiedzy na temat potencjalnych zagrożeń ze strony wulkanu. Informacje te powinny być środkiem przewodnim przy tworzeniu planów zagospodarowania obszarów narażonych na szczególne ryzyko w wyniku aktywności wulkanicznej (McNutt i inni, 2000).

Kolejny etap redukcji zagrożeń wulkanicznych – to regularny i systematyczny monitoring, który zaczyna odgrywać coraz większą rolę w omawianych przypadkach. Obejmuje on cztery najważniejsze aspekty aktywności badanych wulkanów, których zmiany mogą być zwiastunem erupcji. Są to: wulkaniczne trzęsienia ziemi, ekspansja komory magmowej prowadząca do deformacji gruntu, wzrastająca koncentracja gazów wulkanicznych oraz rosnąca wartość temperatury wewnątrz stożka wulkanicznego (McNutt i inni, 2000).

Trzeci etap postępowania w sytuacjach zagrożenia wulkanicznego obejmuje kontrolę strumieni lawowych, zmianę ich kierunku lub zmniejszenie prędkości. Podejmowane działania polegają na budowaniu barier (zapór) oraz oczyszczeniu sztucznych kanałów w celu zmiany kierunku spływu lawy lub/ oraz odcięcia jej od źródła. Metody te, jednakże, nie mają zastosowania w przypadku bardzo dużych strumieni lawowych; wówczas skuteczne okazuje się tworzenie modeli postępującego spływu lawy, na których podstawie dokonuje się oszacowań ich prawdopodobnego zasięgu (McNutt i inni, 2000).

Do ostatniej kategorii zalicza się informowanie i uświadamianie opinii publicznej, w tym także władz i mediów, przy czym zwraca się szczególną uwagę na działania podejmowane w czasie spokoju wulkanu, gdyż pozwalają one na wypracowanie pewnych schematów postępowania w sytuacjach kryzysowych (McNutt i inni, 2000).

Monitoring Etny i Wysp Liparyjskich jest przedmiotem zainteresowania Narodowego Instytutu Geofizyki i Wulkanologii, a oddziałem odpowiedzialnym za obserwacje jest jego sekcja w Katanii. Jest to publiczna instytucja naukowa, w ramach której prowadzone są badania geofizyczne i wulkanologiczne (www.ct.ingv.it).

Od 1993 r. sekcja Narodowego Instytutu Geofizyki i Wulkanologii w Katanii prowadzi ciągle wideomonitoring aktywnych wulkanów we wschodniej części regionu autonomicznego Sycylii (Etna, Stromboli, Vulcano). Działanie systemu polega obecnie na: dostarczaniu obrazu wulkanów w czasie rzeczywistym, archiwizacji utrwalonych obrazów uzyskanych w regularnych interwałach czasowych oraz archiwizacji cyfrowej, stwarzającej dostępność filmów w czasie 30 minut od ich nagrania. Aby monitoring mógł być możliwy całą dobę, w Instytucie w Katanii powołano do działania tzw. salę operacyjną, gdzie oprócz monitorów obrazujących aktualny wygląd i zachowanie wulkanów, znajdują się także sejsmografy rejestrujące aktywność sejsmiczną badanego obszaru (www.ct.ingv.it).

Monitoring Etny

Wielodyscyplinarną obserwację Etny rozpoczęto w 1980 r., choć pierwsze instrumenty rejestrujące trzęsienia ziemi pojawiły się na zboczach wulkanu już w początkach XX wieku. Pierwszą sieć sejsmometrów zainstalowano w 1973 r. Badania deformacji gruntu rozpoczęto w połowie lat siedemdziesiątych XX w. W 1988 r. po raz pierwszy na zboczach Etny zastosowano technikę GPS. Kolejną techniką ciągłych pomiarów, stosowana na Etnie od końca lat siedemdziesiątych, to technika pomiaru nachylenia zboczy. Początkowo przy pomiarach tego typu wykorzystywano trzy stacje, obecnie jest ich osiem, rozmieszczonych na wysokości pomiędzy 1500 a 3000 m npm. Warto dodać, że przy obserwacjach Etny wykorzystuje się także sieć monitoringu magnetycznego, która znalazła zastosowanie w ostatnim dziesięcioleciu, kiedy zauważono znaczące korelacje pomiędzy aktywnością wulkaniczną a lokalnymi zmianami pola geomagnetycznego. Kolejną formę monitoringu stanowią obserwacje grawimetryczne, wykonywane na Etnie od ponad 15 lat. Obecnie na sieć grawimetrów składa się 71 stacji rozmieszczonych na wysokości 500–3100 m npm. (www.ct.ingv.it).

W ostatnich latach system monitoringu Etny został poszerzony o liczne nowe metody badań, obejmujące m.in. pomiary przy zastosowaniu kamer termowizyjnych; ilościowe analizy popiołu wulkanicznego; badania petrologiczne popiołu wulkanicznego, scorii (żuźła) oraz lawy emitowanej podczas erupcji (www.ct.ingv.it).

Monitoring Wysp Liparyjskich

Przedmiotem monitoringu w obrębie Wysp Liparyjskich są m.in. deformacje gruntu na obszarze wulkanów. Pierwsze urządzenia pomiarowe zainstalowano w drugiej połowie lat siedemdziesiątych XX w., a w ostatnim dziesięcioleciu znacznie je zmodernizowano i rozbudowano. Obecnie wykorzystuje się aparaturę do pomiarów okresowych, która bazuje na sieci geodezyjnej (EDM i GPS) oraz aparaturę do pomiarów stałych (stacje klinometryczne i GPS) (www.ct.ingv.it).

W latach 1996–1997 do pomiarów zaczęto wprowadzać technikę GPS, która powoli zastąpiła EDM i pozwoliła na realizację ciągłych obserwacji w czterech stacjach. Ponadto od końca lat osiemdziesiątych na obszarze Vulcano funkcjonuje sieć klinometryczna złożona z sześciu stacji dokonujących ciągłych pomiarów. Zadaniem sieci monitoringu Vulcano i Lipari jest rejestracja znaczących zmian sejsmicznych o charakterze regionalnym oraz epizodów aktywności wulkanicznej, takich jak zmiany geochemiczne obserwowane w latach 1989–1990 (www.ct.ingv.it).

Podstawą funkcjonowania sieci monitoringu na Stromboli są pomiary automatyczne przy zastosowaniu technik GPS i metod klinometrycznych. Na sieć klinometryczną składają się trzy stacje powstałe w 1992 r. W 1997 r. na obszarze wyspy zainstalowano stałą sieć GPS, którą podczas erupcji 2002–2003 posze-

rzono o dodatkowe cztery stacje („SciaraDat”) – trzy z nich zostały jednak zniszczone w wyniku aktywności Stromboli. Mimo to sieć ta dostarczyła danych, które pomogły określić zagrożenie ze strony Sciara del Fuoco. Podczas erupcji 2002–2003 wykorzystano także nowy system monitoringu THEODOROS, bazujący na całkowicie zautomatyzowanej stacji pomiarowej (www.ct.ingv.it).

Jedną z najważniejszych form monitoringu w obrębie Stromboli jest monitoring sejsmiczny. Wyjątkowa aktywność erupcyjna tego wulkanu w latach 2002–2003 wyegzekwowała ulepszenie systemu geofizycznego i geochemicznego monitoringu wulkanu. Zainstalowano wówczas trwałe, cyfrowy zespół sieci monitoringu sejsmicznego o szerokim zasięgu. Rozbudowano także automatyczne systemy rozpoznające sygnały sejsmiczne wskazujące na zsuwy materiału ze zbocza wulkanu (www.ct.ingv.it).

Sytuacja kryzysowa w latach 2002–2003 zainicjowała monitoring Sciara del Fuoco, do którego zaczęto wykorzystywać m.in. pomiary laserowe, technikę GPS oraz interferometrię. Efektem powyższych działań są m.in. numeryczne modele możliwych scenariuszy głęboko sięgających deformacji Sciary del Fuoco. Nie przeprowadzono jednak żadnych porównań danych z różnych okresów monitoringu, nie istnieją także badania prawdopodobnych osunięć gruntu w kierunku wioski Stromboli (www.ct.ingv.it).

Monitoring termiczny

Istotną metodą pomiarów stosowaną przez Instytut Geofizyki i Wulkanologii w Katanii jest monitoring termiczny, wykorzystywany od 2001 r. głównie do obserwacji aktywności erupcyjnej Etny, Stromboli i ostatnio także Vulcano. Kamery termowizyjne pozwalają na wykrycie ruchów magmy w kominie wulkanicznym i umożliwiają ujawnienie aktywności w obrębie kraterów, nawet poprzez grubą zasłonę gazów, jakie zazwyczaj wydobywają się z Etny i Stromboli. Zdjęcia wykonane tą techniką są niezwykle ważne w wypadku erupcji efuzywnych, gdyż pozwalają na rozróżnienie pomiędzy strumieniami lawy o różnym wieku, z uwzględnieniem różnic nawet jednego czy kilku dni (Andronico i inni, 2005). Poza tym dzięki obrazom uzyskanym z kamer termowizyjnych można ustalić kierunek ukrytych strumieni lawowych poruszających się kanałami lawowymi, co z kolei pozwala na lepszą ocenę zagrożenia ze strony przemieszczającej się lawy. Monitoring termiczny ma również zastosowanie przy wykrywaniu płaszczyzn uszkodzeń i niestabilności na zboczach aktywnych stożków zbudowanych z popiołu wulkanicznego (Calvari i Pinkerton, 2002).

Doskonałe rezultaty osiągnięto w Instytucie Geofizyki i Wulkanologii w Katanii w przewidywaniach terminu aktywności wulkanicznej Etny i Stromboli w latach 2002–2003. W przypadku Etny obrazy z kamer termowizyjnych umieszczonych na helikopterze pozwoliły na odkrycie otwierającego się systemu szczelin kilka miesięcy przed erupcją w 2002 r. Podczas jej trwania, codzienny

monitoring termiczny pozwolił na zobrazowanie rozległego strumienia lawowego przemieszczającego się w obrębie lasu, poniżej gęstej chmury popiołu. Kamery termowizyjne umiejscowione w pobliżu wierzchołka Etny umożliwiły również rozpoznanie emisji popiołu wulkanicznego z kraterów szczytowych oraz identyfikację krateru odpowiedzialnego za tę emisję i oszacowanie wielkości obszaru potencjalnie zagrożonego. Z kolei monitoring termiczny Stromboli pozwolił na rozpoznanie postępującego pęknięcia wzdłuż Sciary del Fuoco, dokładnie na godzinę przed jego znacznym otwarciem, które stało się przyczyną ogromnego spustoszenia na wyspie w grudniu 2002 r. (Bonaccorso i inni, 2003). Kamery termowizyjne zastosowano również do obserwacji wyjątkowej erupcji eksplozywnej, która miała miejsce 5 kwietnia 2003 r. Uważa się, że obrazy termalne uzyskane z użyciem helikoptera, wygenerowane podczas codziennych obserwacji stwarzają możliwość natychmiastowej kalkulacji stopnia efuzji lawy, co z kolei może być wykorzystane do oszacowania maksymalnego zasięgu strumienia lawowego (Harris i inni, 2005). Sugeruje się szersze wykorzystanie kamer termowizyjnych w monitoringu wulkanów, co znacząco może przyczynić się do lepszego zrozumienia fenomenu zjawisk wulkanicznych i zagrożeń z ich strony (Andronico i inni, 2005).

Podsumowanie

Zarówno Etna, jak i Wyspy Liparyjskie obecnie są obszarem, na którym aktywność wulkaniczna pozostawia wyraźny ślad. Stanowiąc fenomen niemalże unikatowy w Europie, przyciągają rzesze turystów, spragnionych niezapomnianych wrażeń, jakich źródłem może stać się wycieczka na aktywny wulkan. Warto podkreślić, że turystyka na omawianym obszarze rozwija się z roku na rok, będąc niekiedy jedynym źródłem utrzymania dla mieszkańców wiosek u podnóża Stromboli, Vulcano czy Etny. Stanowiąc siłę napędową lokalnej gospodarki, nabiera, jednakże, również negatywnego znaczenia. Należy bowiem pamiętać, że im większa liczba turystów odwiedza rejon aktywny wulkanicznie, tym większa liczba ludzi jest narażona na ewentualne niebezpieczeństwo.

Większość prowadzonych badań jest więc ukierunkowana na ochronę ludności. Celem podejmowanych działań jest przede wszystkim stworzenie sprawnego systemu przewidywania potencjalnej erupcji oraz opracowanie skutecznych form ochrony życia i mienia ludzi.

Badania geologiczne, rozbudowana sieć monitoringu oraz informowanie i uświadamianie opinii publicznej – to najważniejsze z obecnie podejmowanych działań na rzecz zmniejszenia zagrożenia ze strony aktywnych wulkanów.

Ważne jest także, że monitoring Etny i Stromboli, stanowi element całego systemu obserwacji aktywnych wulkanów we Włoszech i na całym świecie, a ogólnodostępne wyniki tych obserwacji są przekazywane na bieżąco do kra-

jów współpracujących, co umożliwia osobom zainteresowanym natychmiastowy dostęp do informacji. Rozbudowana sieć monitoringu aktywnych wulkanów obsługiwana przez Narodowy Instytut Geofizyki i Wulkanologii zasadniczo zmniejszyła zagrożenie dla życia ludności zamieszkującej tereny w pobliżu aktywnych wulkanów, dlatego konieczne staje się jej rozszerzanie i wzbogacanie w urządzenia nowszej myśli technicznej

W czasach, kiedy świat określany jest mianem „globalnej wioski”, rejon Basenu Morza Śródziemnego staje się coraz popularniejszy również wśród polskich turystów. Zasobniejszy portfel i swoboda przemieszczania się sprawiły, że Etna oraz Wyspy Liparyjskie nierzadko są celem wyjazdów. Warto więc zwrócić uwagę polskiej opinii publicznej na kwestię geozagrożeń wulkanicznych, tymczasem w naszej literaturze publikacje na ten temat są wciąż nieliczne.

Piśmiennictwo

- Andronico D., Branca S., Calvari S., Burton M., Caltabiano T., Corsaro R. A., del Carlo P., Garfi G., Lodato L., Miraglia L., Mure F., Neri M., Pecora E., Pompilio M., Salerno G., Spampinato L., 2005, *A multi-disciplinary study of the 2002-03 Etna eruption: insights into a complex plumbing system*, Bulletin of Volcanology, 67, 4, s. 314–330.
- Andronico D., Lodato L., 2005, *Effusive activity at Mount Etna Volcano (Italy) during the 20th century: A contribution to volcanic hazard assessment*, Natural Hazards, 36, 3, s. 407–443.
- Barberi F., Carapezza M., 2004, *Volcanic Hazards of Aeolian Islands*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma.
- Baubron J.C., Allard P., Toutain J.P., 1990, *Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy*, Nature, 344 (6261), s. 51–53.
- Bonaccorso A., Calvari S., Garfi G., Lodato L., Patane D., 2003, *December 2002 flank failure and tsunami at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations*, Geophysical Research Letters, 30, 18, s. 1941–1944.
- Calvari S., Coltelli M., Neri M., Pompilio M., Scribano V., 1994, *The 1991–1993 Etna eruption: Chronology and lava flow-field evolution*, Acta Vulcanologica, 4, s. 1–14.
- Calvari S., Pinkerton H., 2002, *Instabilities in the summit region of Mount Etna during the 1999 eruption*, Bulletin of Volcanology, 63, 8, s. 526–535.
- Harris A.J.L., Dehn J., Patrick M., Calvari S., Ripepe M., Lodato L., 2005, *Lava effusion rates from hand-held thermal infrared imagery: an example from the June 2003 effusive activity at Stromboli*, Bulletin of Volcanology, 68, 2, s. 107–117.
- Lukas A., Loneragan S., Macdonald D., 2005, *Przewierty przyszłości?*, Inżynieria Bezwykopowa, 11, 3, s. 66–74.
- McNutt S. R., Rymer H., Stix J., 2000, *Synthesis of volcano monitoring*, [w:] H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (red.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego-London, s. 1165–1183.
- Nakada S., 2000, *Hazards from pyroclastic flows and surges*, [w:] H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (red.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego-London, s. 945–954.

- Peterson D. W., Tilling R. I., 2000, *Lava flow hazards*, [w:] H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (red.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego-London, s. 957–971 .
- Schmincke H.-U., 2006, *Volcanism*, Springer, Berlin.
- Vergnolle S., Mangan M., 2000, *Hawaiian and strombolian eruptions*, [w:] H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (red.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego-London, s. 447–460.
- Williams-Jones G., Rymer H., 2000, *Hazards of volcanic gases*, [w:] H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (red.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego-London, s. 997–1004.

[Wpłynęło: listopad 2007; poprawiono: kwiecień 2008 r.]

AGNIESZKA MARCZAK

VOLCANIC GEOHAZARDS ON SICILY AND THE LIPARI ISLANDS

The term “geohazard” is relatively new to the scientific literature. According to A. Lukas (2005), it relates to all processes capable of giving rise to loss or damage within human society and the environment or in respect of human health or life. What are involved here where volcanoes are concerned are lava flows, piroclastic flows and surges, slope slides, outgasing from volcanoes and volcanic tremors.

The main volcanic geohazard on Sicily is posed by the Mount Etna volcano, the highest in Europe (3350 m a.s.l.) and the second most active in the world. However, this is not a typical stratovolcano. The most serious hazard associated with Etna is the lava flow, populated areas nearby being at particular risk. As it happens, the prevailing directions to lava flows are in the NE and SE sectors, which are the most heavily populated. Andronico (2005) shows that Mount Etna has become significantly more active over the last thirty years.

Another considerable hazard on Etna and in its surroundings is posed by tephra falls, represented mostly by volcanic ash which can be carried great distances, even hundreds of kilometers, by the wind. As the dominant wind direction is SE, a direct hazard is posed to the city of Catania, situated close to the volcano, as well as to aircraft en route for the city, whose engines and other parts can be damaged by volcanic ash.

Stromboli is the youngest volcanic island in the Lipari archipelago. The volcano is particularly active, with frequent and regular eruptions accompanied by imposing bangs. The name “Stromboli” is applied to other eruptions of similar characteristics. Although one of the world’s most active volcanoes, Stromboli also has the mildest eruptions – spectacular but safe events involving piroclastic materials and lava, if with frequent explosions that free volcanic blocks and bombs, scoria and lapille – sufficient to represent a great hazard for the villages of Stromboli and Ginostra located at the base of the volcano. The most major hazard of all is, however, provided by the sudden slumping or sliding of material down the steep slope, these frequently capable of producing tsunamis.

It is from the name Vulcano that we obtain the term “volcano” applied to “fire mountains” all over the world. Piroclastic flows and surges present the main hazard from this volcano, mostly because of their direction, which leads to the main village and port on the island, inhabited by ten thousand people in summer. The second great hazard on Vulcano is posed by volcanic gases, mostly carbon dioxide and sulfur dioxide.

Volcanic geohazard mitigation can be divided into four categories: identification of type of hazard, regular and systematic monitoring, lava flow control through changes of direction and deceleration and finally, the informing of a community as regards volcanic hazards.

Monitoring of Etna and the Lipari Islands is a matter for the National Institute of Geophysics and Volcanology based in Rome, with the department responsible for research based in Catania.

Postrzeganie krajobrazu na geograficznych ścieżkach dydaktycznych

Perceiving the landscape along geographical trails

MAŁGORZATA CICHON

Instytut Paleogeografii i Geoeologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
61-680 Poznań, ul. Dziegielowa 27; cichon@amu.edu.pl

Zarys treści. Krajobraz, jako dynamiczny system, składający się z elementów abiotycznych, biotycznych oraz antropogenicznych, podlegający przekształceniom, z punktu widzenia realizacji zajęć terenowych jest bardzo ciekawym przedmiotem poznania. Każdy ze składników krajobrazu działa na człowieka poprzez zmysły. I chociaż doznania różnych ludzi wywołane obserwacją tego samego terenu mogą się różnić, to strukturę krajobrazu wybranego do zajęć terenowych powinna charakteryzować zmienność linii, kontrastowość kolorów oraz zróżnicowanie tekstury. Z punktu widzenia zrozumienia przez ucznia funkcjonowania krajobrazu istotne są wyróżniki. O przydatności danego terenu do celów dydaktycznych decyduje jednak lokalizacja stanowisk.

Słowa kluczowe: krajobraz, Wielkopolska, postrzeganie, geograficzne ścieżki dydaktyczne, ankieta efektywności.

Wprowadzenie

W ujęciu A. Richlinga i J. Solona (1994) krajobraz i środowisko geograficzne tworzą nierozzerwalną całość, w której środowisko jest wnętrzem krajobrazu. Krajobraz to pełna, ale zróżnicowana całość funkcjonująca zgodnie z prawami przyrody, obdarzona zdolnością do samoregulacji i cechująca się pewnym indywidualizmem. Istotą krajobrazu jest funkcjonowanie dynamicznego systemu, w którym istnieje nieskończenie wiele zmieniających się, w zależności od okoliczności, powiązań. Dlatego badania dotyczące uwarunkowań, przebiegu procesu postrzegania i oceny krajobrazu tworzą interdyscyplinarne pole badawcze dla geografów, geoeologów, architektów krajobrazu, socjologów i psychologów.

W badaniach dotyczących percepcji stosuje się różne ujęcia: ekologiczno-fizycznogeograficzne, formalno-estetyczne, semiotyczne, etyczne, psychofizyczne, funkcjonalne, fenomenologiczne i psychologiczne. Na gruncie nauk geograficznych w ocenie krajobrazu stosowane są najczęściej podejścia związane

z teoriami m.in. J. Wiebera (1981, za: Richling 1992), A. Kowalczyka (1992), K. Wojciechowskiego (1986) i J. Bogdanowskiego (1994).

Według K.H. Wojciechowskiego (2004) sposób postrzegania i oceny jakości krajobrazu może wynikać z możliwości zaspokojenia pewnych potrzeb. W swojej koncepcji autor ten przyjmuje najczęściej stosowany układ hierarchiczny Masłowa, który rozpoczyna się od potrzeb fizjologicznych (poziom zanieczyszczenia, komfort klimatyczny, zagrożenie katastrofami, insekty, zieleń, tereny rekreacyjne, estetyka krajobrazu), poprzez potrzebę bezpieczeństwa, przynależności, uznania czy samorealizacji. Dla A. Boyle i innych (2007) różnice w postrzeganiu wynikają przede wszystkim z płci, wieku, miejsca zamieszkania, poprzednich doświadczeń oraz nastawienia. Dlatego do ważnej grupy uwarunkowań procesu postrzegania należą czynniki społeczne. Zdaniem A. Grabowskiej (1997) są to przede wszystkim doświadczenia, zainteresowania, wykonywane zawody oraz relacje łączące obserwatora z krajobrazem, ale także wpływ grupy (Mika, 1987), preferencje kulturowe (Krzymowska-Kostrowicka, 1999b; Kożuchowski, 2005) czy też uczucia, nastawienia, popędy i cele postrzegających (Sperling, 1995). W związku z powyższym duże znaczenie dla oceny krajobrazu mają cechy obserwatora, które wynikają z czynników fizjologicznych, psychologicznych i kulturowych, a które według Wiebera (1981) są swoistym filtrem percepcji.

M.J. Meitner (2004) twierdzi, że dla postrzegania i oceny krajobrazu największe znaczenie ma połączenie cech obserwatora (jego zmysłów, myślenia i uczuć) z indywidualnymi cechami obserwowanych obiektów. Dlatego do drugiej grupy uwarunkowań procesu postrzegania krajobrazu należą elementy i obiekty decydujące o fizjonomii samego krajobrazu, który w innych naukach rozumiany jest jako pejzaż, widok bądź sceneria. Zdaniem J. Appletona (1975, za: Bell i inni, 2004) ludzie postrzegają otoczenie przez pryzmat widoku i schronienia. S. Kaplan (1975) podkreśla jednak, że preferowany będzie taki krajobraz, który stanowi źródło szybkich i zrozumiałych informacji. Bardzo ważnym czynnikiem postrzegania i oceny jest typ oraz struktura krajobrazu (Cichoń, 2004). Tymczasem J. Wieber (1981, za: Richling, 1992) w swojej koncepcji krajobrazu widzialnego zakłada, że powstające wyobrażenia krajobrazu wynikają z obserwacji obiektów wchodzących w skład trzech podsystemów abiotycznego, biotycznego i ekonomiczno-socjalnego. Nakładanie się oraz współistnienie elementów abiotycznych i biotycznych, a także antropogenicznych decyduje według M. Pietrzaka (1998) o potencjale krajobrazowym i bodźcowości krajobrazu, ale wpływa również na skuteczne postrzeganie krajobrazu w terenie. Dla A. Kowalczyka (1992) znaczenie ma liczba planów w krajobrazie, liczba identyfikowanych elementów budujących krajobraz czy estetyka indywidualnych obiektów w krajobrazie. J. Bogdanowski (1994) zwraca uwagę na elementy wnętrza krajobrazu, takie jak płaszczyzna pozioma, ściany wnętrza, sklepienie i elementy wolnostojące, przy czym podkreśla również znaczenie dominant i akcentów w krajobrazie.

Każdy człowiek, postrzegając w terenie krajobraz, zwraca uwagę na inne elementy. Według Bella i innych (2004) u podłoża procesów kategoryzacji znajdują się dwa wymiary: treści i konfiguracji przestrzennej. Obserwując otoczenie oceniamy według określonego klucza, na który składają się pewne cechy krajobrazu, najbardziej przez nas preferowane i uznane za podstawowe przy wyborze miejsc najbardziej atrakcyjnych (tab. 1).

Tabela 1. Wybrane cechy stosowane w ocenie krajobrazów i decydujące o jego atrakcyjności
Selected features used in assessing a landscape and determining its attractiveness

Autor	Cechy
Romer (1968)	bogactwo i różnorodność
Litton (1978)	różnorodność, wyrazistość, jednolitość
Kaplan (1979)	spójność, złożoność, czytelność i tajemniczość
Wojciechowski (1986)	komfort, harmonia, urozmaicenie, malowniczość, kompozycja, unikatowość
Kowalczyk (1992)	różnorodność, harmonijność
Sołowiej (1992)	kontrastowość
Foskett (1997)	kontrastowość
Pietrzak (1998)	piękno, różnorodność, naturalność, orientacja, bodźcowość, rodzinność
Yamashita (2002)	dynamiczność
Clay, Smidt (2002)	naturalność, wyrazistość, różnorodność, jednolitość
Myga-Piątek (2007)	dawność, historyczność, autentyczność, harmonijność, wyjątkowość, użytkowość

W odniesieniu do teorii psychologicznych i geoekologicznych metody oceny krajobrazu ze względu na sposób postrzegania związane są z różnymi koncepcjami badawczymi.

Pierwsza grupa metod (oparta na założeniach psychologii poznawczej) zakłada, że człowiek obserwujący krajobraz widzi jedynie poszczególne elementy, a dopiero w mózgu są one syntetyzowane w całość. Wykrycie prostych cech takich jak: linie proste, kąty, barwy i ruchy, to w opinii G. Mietzel (1999) pierwszy krok spostrzegania. Drugi krok – to zebranie w całość przekazanych cech i świadome rozpoznanie obiektu znajdującego się w polu percepcji. Rozpoznanie określonego przedmiotu jest tylko wtedy, gdy mózg jest w stanie sensownie uporządkować przekazane cechy, wykorzystując do tego celu swoją wiedzę. Można wnioskować, że identyfikacja całości oznacza najpierw rozpoznanie jej części.

Według A. Grabowskiej (1997) jest przeciwnie, ponieważ nasze doznania percepcyjne wcale nie składają się z wyodrębnionych jakości typu barwa, kształt, ruch czy głębia. Tworzą one harmonijną całość odwzorowującą w naszej

świadomości zewnętrzna rzeczywistość, i to w sposób niejednokrotnie pełniejszy niż pozwalają na to aktualnie docierające informacje. Proces percepcji kończy identyfikacja obiektu, czyli przypisanie go do określonej klasy obiektów, znanych nam z uprzednich doświadczeń, mających określone cechy. Widzenie przedmiotów w zorganizowanych całościach zawsze wizualizujemy w jakimś kontekście lub tle. Według R. Sternberg (2001) zgodnie z prawem pragmatyki mamy tendencję do spostrzegania każdego zestawu wzrokowego (tzn. każdej widzianej rzeczy) w sposób, który najprościej organizuje odmienne elementy w stabilną i spójną postać, a nie jako beładną mieszaninę niezrozumiałych, niezorganizowanych wrażeń. Dlatego druga grupa metod wynika z założeń psychologii postaci (*Gestalt*) i zakłada, że obserwując krajobraz widzimy całość, a dopiero później ten obraz jest dzielony na poszczególne części.

Odminną koncepcję wypracowała A. Krzymowska-Kostrowicka (1999a), która twierdzi, że najpierw postrzegamy i oceniamy wyróżniki, później całość, a na końcu części składowe. Obserwując np. krajobraz, obserwator kolejno postrzega inny obiekt, tak aby w ciągu kilku sekund objąć wzrokiem całe pole widzenia (Krzymowska-Kostrowicka, 1999b). Krzymowska-Kostrowicka uważa (1999a), że istnieje zależność percepcji bodźców od odległości i wydziela następujące skale: krajobrazowa (powyżej 500 metrów od obserwatora), intymna (odległość mniejsza niż 20 m) oraz obszar neutralny, czyli strefa percepcji orientacyjnej.

Podstawą badań nad spostrzeganiem i oceną krajobrazu widzialnego może być także ekologiczna koncepcja percepcji J. Gibsona (1979), w której percepcja jest aktywnym monitorowaniem środowiska w celu zebrania informacji o otoczeniu. Percepcja polega również na dostrzeganiu elementów stałych w otoczeniu przy zmieniających się doznaniach zmysłowych.

Widok krajobrazu nie zawsze jest pełny, należy go więc uzupełnić bodźcami zapachowymi czy akustycznymi, wtedy w umyśle powstanie całościowy obraz geofizycznych właściwości percepcyjnych terenu. Poznawanie najbliższej okolicy za pomocą zmysłów propagowano już na początku lat 1930. Stąd propozycja Krzymowskiej-Kostrowickiej (1999b), aby badanie percepcji odbywało się z uwzględnieniem wszystkich bodźców. Potwierdzają to badania T. Bartkowskiego (1985) i A. Kowalczyka (1992), którzy uważają, że każde postrzeganie ma charakter multisensoryczny.

W literaturze można odnaleźć wyniki badań dotyczących percepcji wśród uczniów, najczęściej jednak grupę eksperymentalną stanowią studenci (Boyle i inni, 2007; Fuller i inni, 2003). Brak wyników badań dotyczących postrzegania i oceny krajobrazu przez młodszych uczniów podczas zajęć terenowych, zainspirował do przeprowadzenia pierwszego tego typu eksperymentu terenowego (Cichoń, 2004). Wybór dwóch różnych obszarów, z odmienną strukturą krajobrazową pozwolił m.in. zrozumieć, w jaki sposób lokalizacja stanowisk obserwacyjno-pomiarowych – a przez to zmienność krajobrazu w polu widzenia – wpłynęła na ocenę obserwowanego terenu oraz aktywność terenową uczniów.

Obszary badań

Wartosław

Zaproponowana przez autorkę geograficzna ścieżka dydaktyczna (Cichoń, 2004) znajduje się w północno-zachodniej części Wielkopolski. Ścieżka rozpoczyna się w punkcie widokowym we wsi Wartosław na lewym brzegu rzeki Warty, następnie przecina dolinę rzeki w miejscu przeprawy promowej i kończy się w Puszczy Noteckiej przy ostańcu wydymowym przy drodze do wsi Mokrz (SE część Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego). Cechą charakterystyczną tego obszaru są wydmy z przewagą wałów podłużnych i parabolicznych (Stankowski, 1963), osiągające wysokość nawet 90 m npm. Na tle naturalnego kompleksu lasów sosnowych z Puszczą Notecką widoczna jest dolina Warty (fot. 1), z terasami użytkowanymi rolniczo oraz wyróżniającą się w krajobrazie przeprawą promową.



Fot. 1. Geograficzny zasięg widoczności na stanowisku I w Wartosławiu (fot. D. Cichoń)
Geographical extent of visibility at Site I at Wartosław (Phot. D. Cichoń)

Gosławice

Drugą ścieżkę dydaktyczną zlokalizowano w Koninie Gosławicach we wschodniej Wielkopolsce. Krajobraz jest wynikiem działalności przemysłu górnictwa odkrywkowego węgla brunatnego. Obiektem wyróżniającym się jest zbiornik

pokopalniany – pozostałość po wyrobisku z wodą koloru turkusowego, w efekcie składowania w północnej części zbiornika odpadów paleniskowych w postaci pulpy popiołowej z pobliskich elektrowni. Na drugim planie (fot. 2) widoczne są kompleksy leśne, jednak w oddaleniu dominują typowe obiekty antropogeniczne: zakłady, kominy, budynki elektrowni.



Fot. 2. Geograficzny zasięg widoczności na stanowisku I w Koninie Gosławicach
(fot. D. Cichoń)

Geographical extent of visibility at Site I at Konin Gosławice (Phot. D. Cichoń)

Eksperyment terenowy

W eksperymentalnych zajęciach terenowych wzięło udział łącznie 319 uczniów pierwszych klas gimnazjów z 10 losowo wybranych miast Wielkopolski. Do Wartosławia przyjechali uczniowie ze szkół Konina, Pniew, Poznania, Ryczywołu oraz Środy Wlkp., natomiast na zajęcia w Gosławicach uczniowie z Kalisza, Kamieńca, Krobi, Słupcy i Suchego Lasu. Podział uczniów uwzględnił grupy eksperymentalne, wybierane losowo oraz kontrolne. Podczas przydzielania uczniów do grup kontrolnych, w ramach świadomego doboru kierowano się następującymi cechami: płeć, średnia ocen, poziom aktywności i współpracy, stosunek do miasta i regionu.

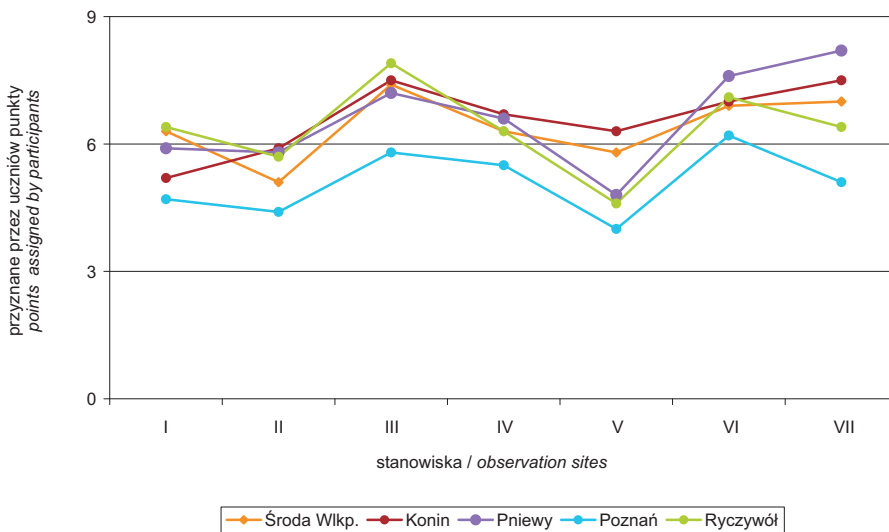
W badaniu reakcji obserwowanych uczniów postrzegających krajobraz, przydatna okazała się technika obserwacji fotograficznej (Łobocki, 1999). Polegała na szczegółowym zapisie wszystkich reakcji ucznia w momencie obserwacji krajobrazu z założeniem, że ta reakcja będzie różna w zależności od miejsca obserwacji, czyli od lokalizacji stanowiska pomiarowego. Szczególną sposobność skutecznego obserwowania uczniów podczas zajęć stwarzała ich samodzielna praca. Z metod ilościowych wykorzystano testy osiągnięć szkolnych, ale przede wszystkim badania ankietowe. Pytania w ankiecie efektywności (Cichoń, 2004) reprezentowały dwa typy zadań. W pytaniach typu zamkniętego (prawda/fałsz) uczeń miał określić, czy zgadza się z prawdziwością danego stwierdzenia, np. że atrakcyjność terenu zwiększa efektywność pracy uczniów w terenie (tak czy nie). Natomiast pytania typu otwartego miały na celu ocenę krajobrazu oraz zweryfikowanie stopnia zrozumienia pojęcia krajobraz. Do oceny stanowisk pomiarowych zastosowano rangowanie według M. Meitnera (2004). Ocena punktowa stanowisk polegała na wartościowaniu atrakcyjności tematycznej i krajobrazowej stanowiska w skali od 1 do 10. Połączenie powyższych metod pozwala, zdaniem Meitnera (2004), wyprowadzać hipotezy dotyczące procesu postrzegania.

Podczas zajęć terenowych na wcześniej przygotowanych geograficznych ścieżkach dydaktycznych (Cichoń, 2006) uczniowie dokonywali obserwacji i pomiarów elementów środowiska geograficznego oraz wnioskowali o związkach przyczynowo-skutkowych pomiędzy obserwowanymi elementami. Zakres przekazywanych treści geograficznych i kształtowanych umiejętności nawiązywał do *Podstawy programowej kształcenia ogólnego w zakresie geografii* dla klasy pierwszej gimnazjum. Efektywność nauczania w terenie została określona na podstawie stopnia opanowania poniższych umiejętności: obserwacji, analizy mapy, pomiaru, wnioskowania, zrozumienia tekstu i stosowania pojęć, określania położenia geograficznego i cech przewodnich obszaru, dokonywania obliczeń oraz oceny działalności człowieka.

Przebieg procesu postrzegania krajobrazu przez ucznia podczas eksperymentalnych zajęć terenowych

W postrzeganiu ucznia duże znaczenie miała widzialność pozioma, czyli możliwość dostrzeżenia z odpowiedniej, największej odległości obiektu o danych rozmiarach kątowych i wystarczająco odróżniających się od tła. Widzialność pozioma uzależniona jest przede wszystkim od czynników geograficznych i fizycznych (Holec i Tymański, 1973). Czynniki geograficzne – formy terenu, kompleksy leśne, obiekty antropogeniczne – wyznaczają tak zwany geograficzny zasięg widoczności, stanowiący funkcję rozmiarów Ziemi (krzywizna powierzchni Ziemi), wysokości obserwowanego obiektu i wysokości oczu obserwatora.

Prostoliniowe rozmieszczenie stanowisk pomiarowych w Wartosławiu narzucało całościowe postrzeganie krajobrazu. Największy zasięg widoczności reprezentowało stanowisko I w punkcie widokowym, gdzie dominowało wyraźne widzenie konturów i barw. Postrzeganie na kolejnych stanowiskach – to przechodzenie od obszaru neutralnego do skali intymnej-bezpośredniej (w odległości do 2 metrów), co oznaczało wyraźne postrzeganie barw oraz faktury w ujęciu pionowym. Punktem kulminacyjnym było jednak stanowisko III, gdzie najcięższe było postrzeganie działalności wód rzecznych, badanie właściwości wody oraz zrozumienie mechanizmu działania przepawy promowej. Brak w zasięgu wzroku kolejnego atrakcyjnego miejsca spowodował spadek zainteresowania zajęciami i niższe oceny postrzeganego krajobrazu na kolejnych stanowiskach (ryc. 1). Dopiero informacja, że od stanowiska VI rozpoczyna się pole wydmore, zachęciła uczniów do pracy, a ocena krajobrazu na ostatnich stanowiskach jest porównywalna ze stanowiskiem nad Wartą.

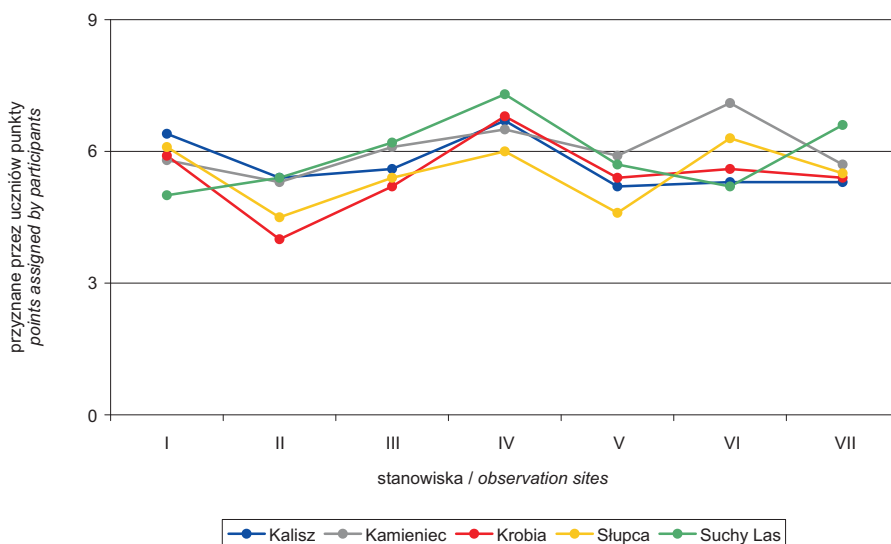


Ryc. 1. Ocena uczniowska stanowisk pomiarowych na ścieżce dydaktycznej w Wartosławiu
Pupils' assessments of measuring sites along the educational trail at Wartosław

Układ stanowisk pomiarowych w Gosławicach miał charakter krzywoliniowy, wzdłuż brzegu zbiornika Gosławice. Na stanowisku I dominowała skala krajobrazowa, natomiast na kolejnych stanowiskach uczniowie koncentrowali swoją uwagę za każdym razem na innym fragmencie otoczenia zbiornika, przez co dominujące stało się postrzeganie składowych, a nie całości krajobrazu. Ze względu na ograniczony zasięg widoczności stosowano dwie skale: krajobrazo-

wą, gdzie postrzegana była przede wszystkim struktura pionowa krajobrazu oraz intymną, przydatną w bezpośrednich badaniach.

Przejścia pomiędzy stanowiskami zlokalizowanymi w bliskości zbiornika charakteryzowały się wzrostem zainteresowania i większą aktywnością w rozwiązywaniu kolejnych zadań (ryc. 2). Brak kontaktu wzrokowego ze zbiornikiem okazał się elementem motywującym do działania szczególnie wtedy, gdy wystarczająco blisko podchodziło się do zbiornika, np. na stanowisku IV. Zadania wykonywane w znacznej odległości od brzegu zbiornika, np. na stanowiskach V i VI nie odznaczały się już tak wysoką aktywnością pracy uczniów w porównaniu ze stanowiskiem IV.



Ryc. 2. Ocena uczniowska stanowisk pomiarowych na ścieżce dydaktycznej w Gosławicach
Pupils' assessments of measuring sites along the educational trail at Gosławice

Ze względu na zmieniającą się skalę postrzegania oraz stopień odczuwania i reagowania na poszczególne bodźce, w procesie postrzegania krajobrazu przez ucznia wyróżniono pięć faz:

1. Fazę wyróżniania polegającą na odbiorze i wykryciu za pomocą wzroku cech prostych obiektów takich jak: linie proste, kąty, barwy i ruchy, które łącząc się tworzą nietypowe wyróżniki. Wyróżnikiem jest miejsce, obiekt lub przedmiot, który wyróżnia się w krajobrazie poprzez specyficzny układ linii, koloru czy faktury. W Gosławicach była to turkusowa woda w zbiorniku poeksploatacyjnym, natomiast w Wartosławiu pomarańczowa przeprawa promowa na Warcie.

2. Fazę oceny emocjonalnej, gdzie poprzez dopływ dźwięków i zapachów uczeń ocenia otoczenie w kategoriach subiektywnych (przyjemne–nieprzyjemne). Efektem końcowym tej oceny jest reakcja ucznia, będąca odzwierciedleniem wrażenia, jakie wywołał na nim dany wyróżnik.
3. Fazę rozpoznania, prowadzącą do przypomnienia sobie wiadomości (wcześniejsza wiedza) o postrzeganym krajobrazie. W połączeniu z bodźcami emocjonalnymi dochodzącymi z otoczenia następuje rozpoznanie wyróżników. Na poziomie poznawczym prowadzi to do określenia znajomości terenu przez ucznia, na poziomie emocjonalnym zaś decyduje o stopniu jego zainteresowania.
4. Fazę postrzegania całości krajobrazu, która zmierza do wartościowania obiektów w krajobrazie. Postrzegany krajobraz w kategorii poznawczej, ze względu na ważność dla ucznia będzie klasyfikowany jako „mój” (z racji miejsca zamieszkania) lub „cudzy” oraz w kategorii emocjonalnej jako krajobraz, który może hamować lub pobudzać do działania w terenie.
5. Fazę poszukiwania informacji o pozostałych, mniej znanych elementach krajobrazu poprzez bezpośredni kontakt z obiektem badań. Poznając kolejne elementy środowiska geograficznego w procesie percepcji uczeń wartościuje składowe. W przypadku zajęć terenowych sąd wartościujący to subiektywny stosunek między podmiotem a przedmiotem (między uczniem a poszczególnymi elementami i obiektami). Uczeń porównuje te elementy na dwóch płaszczyznach:
 - poznawczej, kiedy wartość ma charakter użyteczności, a oceniamy przydatność wybranego terenu,
 - emocjonalnej, kiedy wartość traktowana jest jako abstrakcyjny standard idealny, oceniając atrakcyjność wybranego obszaru.

Na następnych stanowiskach na ścieżce dydaktycznej, zarówno w Wartosławiu, jak w Gosławicach, w tej samej kolejności pojawiają się poszczególne fazy procesu postrzegania: wyróżniania, odczuwania, rozpoznania, obserwowania, poszukiwania oraz zmierzające do poznania i zrozumienia funkcjonowania wyróżnika w krajobrazie.

Dyskusja wyników

O skuteczności nauczania w terenie poprzez obserwację krajobrazu decyduje kolejność oraz układ postrzeganych elementów. Z punktu widzenia percepcji ucznia w terenie bardzo ważną rolę spełnia zasięg widoczności oraz plany, które tworzą strukturę piętrową (pionową) i horyzontalną (poziomą) krajobrazu wizualnego. Plany porządkują obraz krajobrazu, jego fizjonomię wraz z ukształtowaniem oraz użytkowaniem terenu. W zależności od przyjętej skali przestrzennej (Cichoń, 2008) każdą część krajobrazu postrzegamy inaczej. Stosując skalę krajobrazową widzimy całość krajobrazu, głównie w ujęciu horyzontalnym, jednak

im bliżej danego obiektu percepcji, tym plan się zawęża, a w widzianym fragmencie krajobrazu postrzegamy głównie strukturę pionową. Widoczność całego krajobrazu jest wtedy ograniczona, a jej zasięg umożliwia koncentrację obserwatora na strukturze piętrowej.

Nauczyciel wybierając obszar i projektując trasę ścieżki dydaktycznej oraz stanowiska pomiarowe do przeprowadzenia zajęć terenowych z uczniami powinien uwzględnić następujące czynniki.

1. Atrakcyjność poszczególnych elementów środowiska geograficznego z punktu widzenia ucznia, w szczególności wody powierzchniowe, kompleksy leśne, ale także wklęsłe i wypukłe formy terenu.

Do obszarów i miejsc o najwyższym potencjale percepcyjno-behawioralnym należą: punkty widokowe, doliny rzeczne lub zbiorniki wodne. Z punktu widzenia atrakcyjności terenu wartościowe jest otoczenie z mozaikowatym, leśno-polno-łąkowym typem użytkowania, o urozmaiconej rzeźbie terenu, cechującej się znacznymi spadkami i deniwelacjami. Uczeń postrzega atrakcyjność danego terenu w odniesieniu do zmienności linii, kontrastowości kolorów oraz zróżnicowania tekstury w postrzeganych obiektach. W związku z powyższym, ważną rolę w procesie obserwacji krajobrazu spełniają wyróżniki, takie jak krawędź doliny rzecznej, turkusowa barwa wody w jeziorze, zbiorowiska roślin łąkowych na tle borów sosnowych czy kapliczka wykonana z piaskowca. Na atrakcyjność krajobrazu wpływają także bodźce słuchowo-węchowo-dotykowe, np. szum wody w Warcie w połączeniu z zapachem łąki i możliwością dotykania wilgotnej mady. Na etapie poszukiwania informacji uczeń będzie traktował dany obszar z punktu widzenia przydatności głównie do celów rekreacyjnych.

2. Obecność obiektu lub przedmiotu, który odznacza się pewną indywidualnością spośród pozostałych elementów w strukturze krajobrazu.

Ważne jest, aby wyróżnik znajdował się w obszarze neutralnym, do którego nie ma bezpośredniego dostępu, ale też nie był poza zasięgiem wzroku. Poza tym wyróżnik znajdujący się w centralnym miejscu postrzeganego krajobrazu nie może być stale widoczny przez ucznia. Staże się bowiem mało atrakcyjny, szczególnie, gdy na jednym ze stanowisk uczeń wchodzi z nim w kontakt. Bezpośrednie poznanie wyróżnika w trakcie przejścia ścieżką dydaktyczną spowoduje, że reszta trasy stanie się mało interesująca, co zaobserwowano w drugiej części zajęć terenowych w Wartosławiu, gdzie najciekawszy punkt programu, czyli przeprawa promowa przez Wartę była przedmiotem badań. Ważne jest, aby miejsce atrakcyjne z punktu widzenia ucznia było co pewien czas w zasięgu wzroku, przy czym poznawanie otoczenia wyróżnika poprzez wykonywanie zadań w terenie musi dotyczyć za każdym razem innego zagadnienia.

3. Lokalizacja stanowisk pomiarowych.

W zależności od miejsca, jakie przyjmujemy do badań uczniowskich postrzegamy inny fragment krajobrazu, o odmiennej strukturze i układzie elementów w pionie i w poziomie. Przyjmując daną lokalizację stanowiska narzucamy

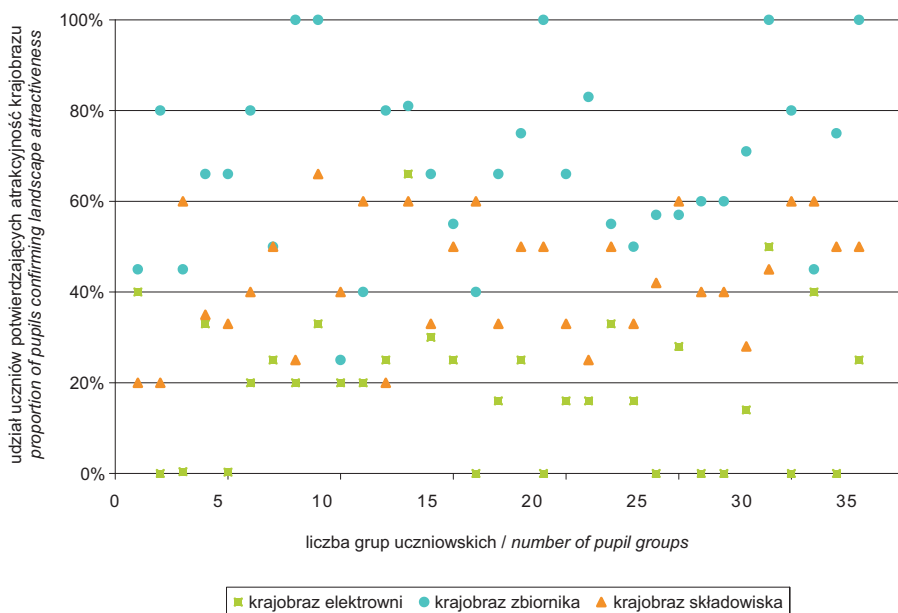
w pewnym stopniu określony sposób postrzegania krajobrazu. Co jest skuteczniejsze i atrakcyjniejsze dla ucznia: obserwacja całego krajobrazu poprzez stosowanie wszystkich typów skali (Wartosław) czy obserwacja składowych krajobrazu z różnych miejsc na ścieżce dydaktycznej (Gosławice)? Wybór obszaru z czytelną do wyróżnienia strukturą krajobrazu (Wartosław), gdzie obserwator ma jeden punkt odniesienia (postrzeganie z perspektywy trasy ścieżki dydaktycznej) przyczynia się z jednej strony do monotonii i spadku aktywności, ale z drugiej pozwala kształtować umiejętność określenia cech przewodnich i zrozumienia pojęć. Natomiast założenie, że geograficzny zasięg widoczności jest na każdym stanowisku inny, ograniczony do wybranego fragmentu krajobrazu (Gosławice), powoduje, że uczeń na wybranym stanowisku koncentruje się na kolejnym problemie związanym z wyróżnikiem, co ułatwia określenie położenia geograficznego oraz ułatwia wnioskowanie.

4. Dla nauczyciela ważnym czynnikiem powinien być także sposób przekazywania wiedzy o krajobrazie poprzez zastosowanie określonego toku rozumowania.

W Wartosławiu sposób postrzegania krajobrazu (od całości do składowych) oraz układ analizowanych zagadnień nawiązywał do układu dedukcyjnego, polegającego na dobieraniu następstwa do przyczyny (Piskorz, 1995), np. działalność eoliczna–obecność wydmy, zanieczyszczenie wody w rzece–przeprawa promowa. W Gosławicach odwrotnie, postrzegano najpierw składowe a na końcu cały krajobraz zbiornika, przy czym dominującym tokiem rozumowania było wnioskowanie redukcyjne, gdzie z następstw wnioskowano o przyczynach. Przykład: turkusowy odczyn wody wynikał z odprowadzania odpadów paleniskowych o odczynie zasadowym bezpośrednio do zbiornika, a nasadzenia drzewami utrwalającymi glebę były związane z ochroną krawędzi wyrobiska przed osuwaniem. Zarówno w Wartosławiu jak i Gosławicach uczeń na podstawie zdobytych w terenie wiadomości i pomiarów miał określić stopień zdegradowania środowiska geograficznego poprzez zastosowanie indukcyjnego układu treści. Ocena zagadnień dokonana przez uczniów na poszczególnych stanowiskach (ryc. 2 i 3) wskazuje na potrzebę stosowania rozwiązań metodycznych z Gosławic, gdzie układ redukcyjny powiązany z badaniem poszczególnych elementów krajobrazu pozwala na stopniowe analizowanie i rozpoznawanie struktury krajobrazu pokopalnianego, przy jednocześnie wysokiej aktywności poznawczej, emocjonalnej i fizycznej ucznia. Obserwacja krajobrazu dolinnego w Wartosławiu skoncentrowana na ciągle tych samych elementach staje się nudna, co prowadzi do gwałtownego spadku zainteresowania kolejnym zagadnieniem. Mając w zasięgu wzroku najatrakcyjniejszy punkt na trasie – przeprawę promową, nawet pomiary dotyczące przepuszczalności gruntu wydają się mało interesujące.

Warunkiem przyswojenia znacznej ilości wiedzy o danym obiekcie jest wystąpienie w przedmiocie obserwacji zmiennych linii, kontrastowych kolorów oraz

zróżnicowanej tekstury. Obiektem, który wzbudził największe zainteresowanie w Gosławicach był zbiornik wodny (ryc. 3). W odległości kilku kilometrów uczeń dostrzegał zmienność linii stanowiących granice różnych typów użytkowania ziemi. Proces rozróżniania kolorów na granicy ekosystemów lądowych i wodnych, głównie kontrastujących ze sobą zbiorowisk roślinnych – np. drzewostanu brzoźowego, olchowego i dębowego – odbywał się w obszarze neutralnym. Natomiast rozróżnianie tekstury odbywało się poprzez dotyk i najczęściej dotyczyło tekstury skał i gleb, odpadów paleniskowych, kory i liści drzew.



Ryc. 3. Ocena atrakcyjności krajobrazów w okolicach Konina Gosławice
Assessment of the attractiveness of landscapes around Konin Gosławice

Wystąpienie zmienności linii, kolorów i tekstury w danym wyróżniku oraz jego lokalizacja na trasie decyduje o dynamice i jakości procesu postrzegania krajobrazu. Zbieranie informacji o obiektach powinno nie ograniczać się tylko do sfery biotycznej, ale dotyczyć także zróżnicowania budowy geologicznej i gleb, rzeźby, klimatu, wód powierzchniowych i podziemnych z uwzględnieniem oddziaływania człowieka. Dlatego bardzo istotne w merytorycznej stronie opracowywania ścieżek dydaktycznych jest uwzględnianie koncepcji georóżnorodności w ujęciu A. Kostrzewskiego (1997, 1998).

Przyjęcie powyższych czynników determinuje nie tylko jakość obserwacji, ale także kształtowane umiejętności uczniów. Nieodzownym warunkiem

poznawania środowiska geograficznego poprzez obserwację, pomiar oraz wnioskowanie pod wpływem docierających bodźców emocjonalnych i poznawczych, jest zdolność każdego ucznia do postrzegania, rozpoznawania, porównywania, klasyfikowania, oceniania i wartościowania rzeczywistości. Im bardziej atrakcyjne otoczenie, w którym uczeń ma się czegoś nauczyć, tym skuteczniej będą przebiegały procesy składające się na percepcję.

Należy jednak podkreślić znaczenie warunków pogodowych podczas prowadzenia obserwacji bezpośrednich w terenie. Nadmierne promieniowanie słoneczne albo całkowite zachmurzenie wywołuje zakłócenia procesu percepcji. Wysokich temperatur przy braku zachmurzenia doświadczyły głównie grupy z Gosławic, natomiast duże zachmurzenie towarzyszyło młodzieży biorącej udział w zajęciach w Wartosławiu. Postrzeganie krajobrazu dla geografa przy deszczu i mgie jest utrudnione, natomiast dla architektów krajobraz w takich warunkach pogodowych nie istnieje. Aby więc zajęcia terenowe były skuteczne, należy je prowadzić przede wszystkim przy dobrej pogodzie, co nie oznacza zakazu prowadzenia zajęć terenowych w innych porach roku niż wiosna i lato.

Eksperyment jest próbą badań aplikacyjnych dotyczących konsekwencji zachowań wynikających z wyobrażeń powstających w prawdziwym świecie, do których zachęcali w latach 1980. T. Bunting i L. Guelke (1979), krytycznie wypowiadając się na temat zależności pomiędzy wyobrazeniami postrzeganego środowiska a aktualnym zachowaniem obserwatora. Przeprowadzone obserwacje potwierdzają tę zależność. Na tworzący się w umyśle obraz rzeczywistości wpływ miało: pobudzenie emocjonalne, zaangażowanie, obecność rówieśników, pragnienie współzawodnictwa wśród młodzieży, nawet odczucie głodu. Na spostrzeżenia ma także wpływ nie tylko liczba rówieśników biorących udział w zajęciach, ale przede wszystkim relacje zachodzące pomiędzy uczestnikami. Niezwykle istotne okazało się także poinformowanie młodzieży o celu wyjazdu.

Analiza nie uwzględniła wszystkich uwarunkowań percepcji i – jak słusznie stwierdza U. Myga-Piątek (2007) – części zjawisk nie da się wyjaśnić na gruncie geografii, ponieważ pozostają one poza bezpośrednim polem badawczym geografów.

Wnioski

Eksperyment terenowy pozwolił zweryfikować przedstawione w literaturze teoretyczne założenia procesu postrzegania i oceny krajobrazu. Przyjęcie określonej trasy wraz z lokalizacją stanowisk obserwacyjno-pomiarowych determinuje proces postrzegania (poprzez obserwowanie, wyróżnianie, rozpoznanie, poszukiwanie, odczuwanie) i zrozumienia genezy, przebiegu i skutków przemian krajobrazowych (poprzez odpowiedni tok myślenia).

Nie wszystkie składniki krajobrazu odgrywają jednakową rolę w procesie percepcji. Powiązanie czynników abiotycznych, biotycznych i antropogenicznych

oraz obecność wyróżników odgrywa ważną rolę w oddziaływaniu na psychikę człowieka, jego zachowanie i sposób postrzegania, a w przypadku zajęć terenowych – na rodzaj kształtowanych umiejętności i poziom osiągniętych wyników.

Środowisko geograficzne jest podczas zajęć terenowych istotnym źródłem poznania. Dlatego projektowanie geograficznych ścieżek edukacyjnych powinno zakładać przyjęcie koncepcji georóżnorodności wraz z założeniami psychologii środowiskowej. Zrozumienie uwarunkowań i przebiegu percepcji z punktu widzenia ucznia pozwoli na opracowanie koncepcji oceny krajobrazu do realizacji zajęć terenowych.

Piśmiennictwo

- Bartkowski T., 1985, *Nowy etap dyskusji nad pojęciem krajobrazu*, Czasopismo Geograficzne, 56, 1, s. 73–79.
- Bell P.A., Greene T. C., Fisher J. D., Baum A., 2004, *Psychologia środowiskowa*, Gdańskie Wydawnictwo Psychologiczne, Gdańsk.
- Bogdanowski J., 1994, *Droga od percepcji do kształtowania i ochrony krajobrazu*. Komitet Naukowy przy Prezydium PAN, „Człowiek i Środowisko”, 9, Warszawa.
- Boyle A., Maguire S., Martin A., Milsom C., Nash R., Rawlinson S., Turner A., Wurthmann S., Conchie S., 2007, *Fieldwork is good: the student perception and the affective domain*, Journal of Geography in Higher Education, 31, 2, s. 299–317.
- Bunting T.E., Guelke L., 1979, *Behavioral and perception geography: a critical appraisal*, Annals of the Association of American Geographers, 69, 3, s. 448–462.
- Cichoń M., 2004, *Zajęcia terenowe w edukacji geograficznej i regionalnej*, Biblioteka UAM, Poznań, maszynopis.
- , 2006, *Geograficzne ścieżki dydaktyczne warunkiem prawidłowego postrzegania i zrozumienia krajobrazu*, [w:] T. Komornicki, Z. Podgórski (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, Dokumentacja Geograficzna, 33, IGiPZ PAN, Warszawa, s. 302–307.
- , 2008, *Zastosowanie skal przestrzennych w procesie kształtowania pojęcia krajobraz*, Akademia Pedagogiczna, Kraków.
- Clay G.R., Smidt R.K., 2002, *Assessing the validity and reliability of descriptor variables used in scenic highway analysis*, Landscape and Urban Planning, 66, 4, s. 239–255.
- Foskett N., 1997, *Teaching and learning through fieldwork*, [w:] D. Tilbury, M. Williams (red.), *Teaching and Learning Geography*, Routledge Falmer, Taylore Francis Group, London-New York, s. 189–201.
- Fuller I., Gaskin S., Scott I., 2003, *Student perception of geography and environmental science fieldwork in the light of restricted access to the field, caused by foot and mouth disease in the UK in 2001*, Journal of Geography in Higher Education, 27, 1, s. 79–102.
- Gibson J.J., 1979, *An Ecological Approach to Visual Perception*, Houghton, Boston.
- Grabowska A., 1997, *Percepcja wzrokowa i jej analogie do innych form percepcji*, [w:] T. Górka, A. Grabowska, J. Zagrodzka (red.), *Mózg a zachowanie*, PWN, Warszawa, s. 147–183.
- Holec M., Tymański P., 1973, *Podstawy meteorologii i nawigacji meteorologicznej*, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk.

- Kaplan S., 1979, *Perception and landscape: conceptions and misconception*, [w:] G.H. Elsner, R.C. Smardon (red.), "Proceedings of Our National Landscape." A Conference on Applied Techniques for Analysis and Management of the Visual Resource, Pacific Southwest Forest and Range Exp., Forest Service, U.S. Department of Agriculture, Berkeley, CA., s. 241–248.
- Kostrzewski A., 1997, *Opracowanie koncepcji i zasad georóżnorodności: definicja, zadania i cele georóżnorodności*, [w:] *Opracowanie systemu ochrony georóżnorodności w Polsce*, Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, maszynopis.
- Kostrzewski A., 1998, *Georóżnorodność rzeźby jako przedmiot badań geomorfologii*, [w:] K. Pękała (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, s. 11–16.
- Kowalczyk A., 1992, *Badanie spostrzegania krajobrazu multisensorycznego – podstawa kształtowania obszarów rekreacyjnych*, WSP, Bydgoszcz.
- Koźuchowski K., 2005, *Walory przyrodnicze w turystyce i rekreacji*, Wydawnictwo Kurpisz SA, Poznań.
- Krzymowska-Kostrowicka A., 1999a, *Geoekologia turystyki i wypoczynku*, PWN, Warszawa.
- , 1999b, *Przyrodniczo-kulturowa percepcja rzek ze szczególnym uwzględnieniem turystyki i rekreacji*, [w:] J. Kołtuniak (red.), *Rzeki, Kultura–Cywilizacja–Historia*, 8, Wydawnictwo Śląsk, Katowice, s. 141–157.
- Litton R.B., 1978, *Applying Visual Research Concepts and Methods from Forestry to the Urban Scene*, College of Environmental Science and Forestry, Washington, s. 340–348.
- Łobocki M., 1999, *Wprowadzenie do metodologii badań pedagogicznych*, Oficyna Wydawnicza „Impuls”, Kraków.
- Meitner M.J., 2004, *Perceptions of forest landscapes*, Landscape and Planning, University of British Columbia, Vancouver, s. 435–440.
- Mietzel G., 1999, *Wprowadzenie do psychologii. Podstawowe zagadnienia*, Gdańskie Wydawnictwo Psychologiczne, Gdańsk.
- Mika S., 1987, *Psychologia społeczna*, PWN, Warszawa.
- Myga-Piątek U., 2007, *Kryteria i metody oceny krajobrazu kulturowego w procesie planowania przestrzennego na tle obowiązujących procedur prawnych*, [w:] M. Kistowski, B. Korwel-Lejkowska (red.), *Waloryzacja środowiska przyrodniczego w planowaniu przestrzennym*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 19, s. 101–110.
- Pietrzak M., 1998, *Syntezy krajobrazowe. Założenia, problemy, zastosowania*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Piskorz S. (red.), 1995, *Zarys dydaktyki geografii*, PWN, Warszawa.
- Romer E., 1968, *O nauczaniu geografii. Kurs wyższy* (praca napisana w 1914), Geografia w Szkole 2, WSiP, Warszawa.
- Richling A., 1992, *Podstawy metodyczne oceny wizualnej atrakcyjności krajobrazu*, [w:] *Metody oceny środowiska przyrodniczego*, Gea, 2, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa-Płock-Murzynowo, s. 9–18.
- Richling A., Solon J., 1994, *Ekologia krajobrazu*, PWN, Warszawa.
- Sołowiej D., 1992, *Podstawy metodyki ocen integralnych atrakcyjności środowiska przyrodniczego człowieka*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Sperling A., 1995, *Psychologia*, Zysk i S-ka, Poznań.
- Stankowski W., 1963, *Rzeźba eoliczna Polski Północno-Zachodniej na podstawie wybranych obszarów*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, IV, 1, Poznań.
- Sternberg R., 2001, *Psychologia poznawcza*, WSiP, Warszawa.
- Wojciechowski K.H., 1986, *Problemy percepcji i oceny estetycznej krajobrazu*, Rozprawy Habilitacyjne Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS, 28, Lublin.

- Wojciechowski K.H., 2004, *Miejsce postrzeganego krajobrazu w całościowym ujęciu jakości życia*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Lublin-Polonia, Sectio B, 59, 13, s. 213–229.
- Yamashita S., 2002, *Perception and evaluation of water In landscape: use of Photo-Projective Metod to compare child and adult residents' perceptions of a Japanese river environment*, Landscape and Urban Planning, 62, 1, s. 3–17.

[Wpłynęło: lipiec 2007; poprawiono: czerwiec 2008 r.]

MAŁGORZATA CICHON

PERCEIVING THE LANDSCAPE ALONG GEOGRAPHICAL TRAILS

This article seeks to verify the theoretical bases involved in conditioning the perception process characteristic of classes given to pupils in the field. Special importance is assigned to the educational trails whose varied content provides for inter-subject integration. Unfortunately, the currently existing bibliographical studies make it clear that trails are first and foremost natural or ecological in character, while geographical trails tend to be lacking. This is a pity, as such trails offer a basis upon which the phenomena and processes occurring in various environments can be interpreted. Indeed, correct interpretation of the rules pertaining to the geographical environment demands that an appropriate perception of landscape be moulded in school pupils.

The dynamic, changeable system of abiotic, biotic and man-made elements known as landscape is a very interesting subject for fieldwork. Each landscape component acts on a person's senses, and, while the same area can convey different impressions to different people, a landscape chosen for fieldwork should be of such a structure as to feature variability of line and texture, as well as contrasting colours. While markers are crucial if pupils are to gain insights into the functioning of landscapes, it is the location of observation sites that above all determines a given area's usefulness for teaching purposes. The analysis offered here refers, not only to geographical factors, but also to psychological and social ones, as well as to the influence of weather conditions on perception.

V.M. Kotljakov (red.) – *Oledenienije Severnoj i Central'noj Evrazii v sovremennuju èpochu*, Nauka, Moskwa, 2006; 482 s.

Duża monografia przedstawia wyniki badań glaciologicznych w aspekcie postępującego globalnego ocieplenia, realizowanych w ostatnich 15 latach przez zespoły naukowe Instytutu Geografii Rosyjskiej Akademii Nauk – jednego z najważniejszych ośrodków badań glaciologicznych na świecie, kierowanego obecnie przez akademika V. Kotljakova. Składa się z pięciu rozdziałów, które dotyczą zmian interakcji pomiędzy pokrywą śnieżną i cyrkulacją atmosfery, klimatycznych uwarunkowań istnienia, fluktuacji i szarży (pulsacji) lodowców oraz procesów formowania się odpływu wód z lodowców. Pod względem terytorialnym opracowanie obejmuje cały obszar dawnego Związku Radzieckiego oraz fragmenty Azji Centralnej i zachodniej części europejskiej Arktyki. Pod względem czasowym koncentruje się na przede wszystkim na drugiej połowie XX wieku, gdyż około 50 lat temu rozpoczęto regularne badania, a często i monitorowanie lodowców w różnych grupach górskich Eurazji.

W rozdziale pierwszym przedstawiono zmiany pokrywy śnieżnej podczas globalnego ocieplenia w świetle wyników analizy danych naziemnych i satelitarnych metodami statystycznymi z wykorzystaniem systemów informacji geograficznej i globalnego modelu klimatu. Stwierdzono ogólny wzrost akumulacji śniegu (9 mm ekwiwalentu wody na rok) i temperatury zimy w północnej Eurazji. Oceniono, że na obszarach położonych na północ od Niziny Wschodnioeuropejskiej i w Azji Wschodniej zasoby śniegu osiągnęły maksimum i dalszemu ocieplaniu klimatu towarzyszyć będzie ich zmniejszanie się – tak jak ma to już miejsce na obszarach położonych na południe od Niziny Wschodnioeuropejskiej i w Kazachstanie. Wykazano także związek wzrostu akumulacji śniegu z intensywnością oscylacji północnoatlantyckiej oraz wskazano na jego odzwierciedlenie w odpływach rzek Wołgi i Jeniseju. Oszacowane zasoby wody zmagazynowanej w pokrywie śnieżnej Eurazji Północnej odpowiadają około 2/3 ilości pary wodnej docierającej nad ten obszar z zachodu i południa i blisko połowie objętości wody spływającej do Oceanu Arktycznego i powracającej do Atlantyku. Jednak wzrost akumulacji śniegu na znacznym obszarze może być bardziej związany z intensyfikacją zimnych frontów atmosferycznych niż ze wzrostem temperatury powietrza i parowania z powierzchni Oceanu Atlantyckiego.

Rozdział drugi traktuje o klimatycznych uwarunkowaniach współczesnych systemów lodowcowych na podstawie danych hipsometrycznych i morfologicznych zawartych w katalogu lodowców obszaru dawnego ZSRR. Wyznaczona na ich podstawie wysokość linii równowagi bilansowej (gdzie wartości akumulacji i ablacji netto są sobie równe) wzrasta od 150 m n.p.m. na Ziemi Franciszka Józefa do 5400 m n.p.m. w południowo-wschodnim Pamirze. Od granicy pomiędzy strefami opadów stałych, związanych głównie z atlantyckimi lub z pacyficznymi masami powietrza, wysokość linii równowagi

obniża się w kierunku obu oceanów, przy czym gradient jej zmian w strefach nawietrznych jest o rząd wielkości większy niż w strefach zawietrznych. Ze względu na odmienne uwarunkowania klimatyczne wydzielono 4 typy systemów lodowcowych: arktyczne, subarktyczne, umiarkowane i subtropikalne oraz wskazano na ich atlantyckie i pacyficzne odmiany. Obliczona objętość wody odpływającej ze wszystkich zinwentaryzowanych lodowców wynosiła 53 km^3 (koniec lat 1970.), z czego prawie 80% było efektem ich topnienia.

W trzecim rozdziale przedstawiono fluktuacje lodowców północnej i centralnej Eurazji w świetle wyników analizy obrazów satelitarnych, zdjęć lotniczych i materiałów kartograficznych oraz terrofotogrametrycznego monitoringu i bezpośrednich pomiarów bilansu masy wybranych lodowców. Na wszystkich badanych obszarach odnotowano recesję lodowców, jednak ich fluktuacje nie zawsze były synchroniczne. Zlodowacone powierzchnie Ziemi Franciszka Józefa, Nowej Ziemi i Ziemi Północnej w ostatnim półwieczu zmniejszyły się łącznie o około 1,5% (1 km^3 lodu rocznie), a prędkość cielenia się lodowców tych archipelagów jest znacznie większa niż wcześniej sądzono. Lodowce Uralu Polarnego w latach 1953–1963 straciły około 20–30 % swojej masy, potem przez ponad 25 lat niewiele się zmieniały, a ich intensywna degradacja rozpoczęła się ponownie w roku 1990. Lodowce Kaukazu zmniejszyły się w ostatnim 30-leciu o około 17%. Ich wahania w całym XX wieku były synchroniczne ze zmianami lodowców alpejskich i zdaniem autorów wiązały się ze zmianami cyrkulacji atmosfery i cyklami aktywności słonecznej. Najszybszą utratę masy lodowców tego regionu odnotowano w okresie 1998–2001, jednak w następnych latach 2002–2004 bilans ich masy zwykle był dodatni. Recesja lodowców w górach Pamiro-Altaju, Tien-Szaniu i Dżungarskiego Ałatau była największa w latach 1980. – prawdopodobnie w związku z nasileniem południkowej cyrkulacji atmosferycznej. W późniejszym okresie lodowce traciły masę wolniej, a czasami awansowały. Zlodowacony obszar całego Altaju zmniejszył się w drugiej połowie XX wieku tylko o około 7%, a Altaju Centralnego o 15%, przy czym w latach 1980. bilans masy lodowców był dodatni. W ostatniej dekadzie natomiast wpływ ocieplającego się klimatu był największy na południowych i wschodnich peryferiach regionu. Znaczne zmniejszenie się lodowców stwierdzono także w górach Suntar-Chajata i Czerskiego. W górach Kamczatki wyraźną recesję lodowców uwarunkowaną zmianami klimatu stwierdzono tylko w strefie niewulkanicznej, w pozostałej części półwyspu do powierzchni lodowców często docierały popioły wulkaniczne lub lava, czego konsekwencją był odpowiednio ich awans lub recesja.

Kolejny rozdział zawiera informacje o obserwacjach i wynikach badań lodowców szarżujących w północnym Kaukazie i Pamirze oraz próbę wyjaśnienia mechanizmu i opis metod rejestracji tego zjawiska. Za szarżę uznano także oberwanie się lodowca Kolka w masywie Kazbeku (Kaukaz). W dniu 20 IX 2002 r. ten mały i całkowicie pokryty materiałem morenowym lodowiec w całości przemieścił się 15 km w dół doliny w formie lodowo-wodno-kamienistej lawiny. W tej katastrofie zginęło 130 osób. Jej przyczyną było nałożenie się intensywnej ablacji śniegu i lodu na procesy wulkaniczne i neotektoniczne. Dla Pamiru opracowano pierwszy na świecie regionalny katalog lodowców szarżujących, tam także rozpoczęto po raz pierwszy kompleksowe i systematyczne badania tego typu lodowców i opracowano pierwszą prognozę szarży (lodowca Medweżij). Stwierdzono, że po zakończeniu aktywnej fazy niestabilnego przepływu lodu następuje ponowny wzrost grubości i prędkości powierzchniowej górnej części lodowca oraz szybkie topnienie jego

dolnej części. Fala kinematyczna pogrubiętego lodu przemieszcza się wzdłuż lodowca, powodując jego kolejny szybki awans i charakterystyczne zaburzenie moren środkowych. Jej rozwój w obrębie pojedynczych lodowców i części złożonych systemów lodowcowych jest jednak zróżnicowany. Autorzy wiążą to z charakterystyczną blokową strukturą stref niestabilnych i zmiennością ich „lepkoplastycznych” właściwości. Monitoring szarżujących lodowców prowadzono z użyciem fotogrametrii naziemnej, lotniczej i satelitarnej.

Rozdział piąty dotyczy kształtowania odpływu wód z lodowców w nawiązaniu do zmian klimatu. Tłem rozważań jest bilans wodno-lodowy obszarów zlodowaconych, oparty na obserwacjach i pomiarach oraz obliczone na tej podstawie wielkości ablacji i odpływu wód pochodzących z topienia lodowców. Autorzy stwierdzają, że wielkość odpływu zależy od wskaźnika suchości, stąd wielkie różnice zależne od wysokości opadów i temperatur lata we wnętrzu Azji. Szczególną uwagę zwrócono na zmienność klimatu w XX w., decydującą o wahaniami odpływu rzeczny w basenie Morza Aralskiego. Rzeki tego basenu wyraźnie rejestrują zmiany wielkości zlodowacenia wysokich gór. Do modelowania zmian w reżimie hydrologicznym lodowców w skali regionalnej zastosowano model REGMOD. Okazało się, że w wahaniami reżimu hydrologicznego istotną rolę odgrywają ekstremalne zjawiska meteorologiczne. Nowością jest również zastosowanie technik GIS do obliczeń reżimu hydrologicznego obszarów zlodowaconych, a szczególnie wielkości odpływu z lodowców, co zilustrowano na przykładzie zlewni rzeki Tarim. Okazuje się, że dobrym wskaźnikiem długookresowych zmian odpływu z lodowców są wahania średnich temperatur lata. W tym rozdziale wyeksponowano wpływ wahań ablacji i odpływu z lodowców na zasobność rzek pustynnych obszarów Centralnej Azji, a pośrednio na zaopatrzenie w wodę ludności, gospodarki rolnej i hodowlanej na tych terenach.

Książkę uzupełniają liczne tabele prezentujące dane statystyczne o cechach lodowców, pokrywy śnieżnej i odpływu wód lodowcowych zebrane w czasie niezliczonych ekspedycji glaciologów, hydrologów i klimatologów rosyjskich. Liczący 22 strony abstrakt w języku angielskim informuje czytelnika zagranicznego o głównych problemach poruszonych w monografii, a zarazem o najważniejszych osiągnięciach.

Monografia o współczesnym zlodowaceniu w górach północnej i centralnej Eurazji jest monumentalnym dziełem, w którym zebrano wiedzę o największym obszarze zlodowaconych gór (poza łańcuchami Anktarktydy i Arktyki), równocześnie ukazując zmiany w następstwie postępującego globalnego ocieplenia klimatu. Wielka rozpiętość równoleżnikowa i południkowa powoduje duże różnice regionalne związane z bilansem promieniowania, opadowym i wodnym. Jednak ta praca ma nie tylko walory poznawcze, ale też wielkie znaczenie praktyczne, ukazując kurczenie się zasobów wodnych w zlewniach rzek i północnej Eurazji, i zróżnicowanej strefy suchej centralnej Azji.

Wydana synteza jest kolejnym osiągnięciem rosyjskiej szkoły geograficznej o wielkich tradycjach, a zarazem przykładem zastosowania nowoczesnych modeli technik badawczych.

Bogdan Gądek

Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Leszek Starkel

IGiPZ PAN, Kraków

M. Kistowski – Wpływ programów ochrony na środowisko przyrodnicze, Studia nad Zrównoważonym Rozwojem, t. 3, Komitet „Człowiek i Środowisko” przy Prezydium PAN, Gdańsk-Warszawa 2006; 217 s.

Środowisko przyrodnicze stanowi istotny i – co wymaga podkreślenia – pierwotny składnik środowiska geograficznego w ogóle. Jego prawidłowe funkcjonowanie ma decydujące znaczenie dla fizjologii człowieka, ale też dla całokształtu jego działalności. Dlatego z punktu geografii ważny jest nie tylko stan przyrody, lecz i jej ochrona, która w taki czy inny sposób kształtuje elementy biotyczne i abiotyczne. Od długiego więc czasu problematyka ochrony i kształtowania środowiska znajduje ważne miejsce w badaniach geograficznych o znaczeniu praktycznym. A m.in. na Zjeździe PTG w Kielcach w 2007 r. dyskutowano nad aplikacyjnym aspektem takich dociekań. W tym nurcie mieści się wydana nieco wcześniej omawiana książka, której tezą przewodnią było stwierdzenie, „że istnieje duże ryzyko, iż w opracowanych w ostatnich latach POŚ [Programach Ochrony Środowiska – KRM] województw popełniono wiele błędów i sformułowano liczne nie w pełni uzasadnione propozycje w zakresie ochrony środowiska” (s. 15). Praca ta, jak sformułowano w podtytule, dotyczy oceny jakości i ekoinnowacyjności programów ochrony środowiska poszczególnych województw, przygotowanych w latach 2001–2005. Ważniejsze części publikacji, takie jak wprowadzenie i wnioski, mają wersję angielską. Różni się ona nieco od polskiej, np. w *Preface* pojawia się już pewna ocena sytuacji, w tym wzmianka o uwzględnieniu II Polityki Ekologicznej Państwa tylko przez województwa małopolskie, warmińsko-mazurskie i zachodniopomorskie.

Badaniami objęto programy szesnastu istniejących od 1998 r. województw, opracowane na podstawie ustawy o ochronie środowiska z 2001 r. Koncepcję metodologiczną autor recenzowanej pracy ujął w szczegółowym schemacie, przedstawionym jako rys. 1. Sytuację w analizowanym okresie skomplikowało – z korzyścią dla środowiska, a w konsekwencji – dla społeczeństwa w nim żyjącego – pojawienie się nowych norm i przepisów po wstąpieniu Polski do Unii Europejskiej w 2004 r. W związku z tym należy oczekiwać przygotowania kolejnej wersji POŚ w tych województwach, które opracowały je wcześniej. Z tego względu książka powinna być szczegółowo przez nie wykorzystana.

Spśród siedmiu rozdziałów cztery pierwsze mają charakter wprowadzający, dotyczą bowiem założeń metodycznych, cech formalnych POŚ i ich oceny oraz struktury i ogólnej zawartości. Pewną próbą obiektywizacji oceny formalnej było obliczenie odchylenia standardowego od średniej objętości poszczególnych rozdziałów, a ustalonej na podstawie wszystkich programów. Interesujące byłoby zastosowanie metody SWOT, ale uwzględniły ją tylko trzy POŚ. Autor w sumie przeprowadził bardzo wnikliwą, wieloczynnikową i wielopłaszczyznową analizę dokumentacji. Poddał jej także zestaw wskaźników umożliwiających zweryfikowanie osiągniętych postępów w ochronie środowiska, ponieważ, jak słusznie podkreśla, często myli się aspekt jakości środowiska z aspektem skuteczności wdrażania polityki ekologicznej (s. 19). Uwzględniono również fakt położenia przygranicznego aż jedenastu z szesnastu województw.

Dalszym etapem badań autora stało się porównanie struktury ilościowej zadań (działań) ujętych w POŚ i struktury ich finansowania ze strukturą działań na rzecz ochrony środowiska w regionalnym modelu zrównoważonego rozwoju i ochrony środowiska Polski

na podstawie swoich wcześniejszych prac¹. W związku z nie do końca porównywalną strukturą POŚ wybrano dziewięć wskaźników z tego modelu i porównano ze strukturą dwóch celów: po jednym z grupy pól działań i grupy pól finansowania. W ten sposób ustalono niedobór lub nadmiar proponowanych działań i środków finansowych ujętych w POŚ. Jest to interesująca propozycja metodyczna, choć autor zastrzega się – i słusznie – że należy ją traktować z ostrożnością. Przyczyną trudności stała się m.in. rozpiętość liczby zadań ochronnych: od 25 w woj. mazowieckim do 509 w podkarpackim (s. 23). Wyciągnąć należy stąd wniosek, że metodyka sporządzania POŚ powinna być ciągle doskonalona i precyzyjniej formułowana. Zróżnicowanie środowiska Polski nie jest aż tak duże, by dopuszczać zbyt dużą swobodę w tej procedurze. Z pewnością potrzebne jest śmielsze stosowanie metod ilościowych w ocenie stanu środowiska przyrodniczego i prognozowaniu jego zmian, o czym recenzent pisał przed wielu już laty².

Podstawową część pracy stanowi rozdział 5, obejmujący około 60% jej objętości, a dotyczący analizy i oceny treści programów ochrony środowiska województw. Na początku autor przedstawia w nim metody opracowania programów i części diagnostyczne POŚ oraz SWOT. W przypadku tej ostatniej metody wykazuje słabą umiejętność, a niekiedy nawet nieporadność w jej zastosowaniu. W zakresie bowiem dokonanej analizy SWOT powinna ona być oparta na diagnozie, a nie burzy mózgow, „przeprowadzanej przez nie zawsze fachową grupę osób” (s. 66). Konstatacja ta jest w pełni trafna. Dalej omawia się zagadnienie limitów krajowych i wojewódzkich wykorzystania i obciążenia środowiska, ujmując szczegółowo część zadaniową POŚ, następnie – współpracę transgraniczną, wskaźniki i mierniki skuteczności realizacji programów. Interesujące, że najlepszy, niemal bez zastrzeżeń, ich zestaw znajduje autor w woj. opolskim. W przypadku sąsiedniego, dysponującego o wiele bogatszą kadrą naukową woj. dolnośląskiego (ale także łódzkiego i śląskiego) autor publikacji uznał zestawy za całkowicie chybione i wymagające wymiany. Istotne miejsce zajmuje tu oczywiście problematyka finansowania działań. Okazało się, że dość powszechny jest brak spójności między zamierzeniami a możliwościami ich przeprowadzenia, ze względu na brak lub ograniczenie środków. W tym zapewne należy upatrywać nikłych postępów w realizacji POŚ.

Zakończeniem poprzednich analiz stała się próba syntetycznej oceny POŚ oparta na bonitacyjnej ocenie poszczególnych części programów. Wypadła ona różnie – najwięcej dobrych ocen w skali 0–3 pkt. przyznano województwom jeśli chodzi o kompletność treści oraz wykazy zadań korzystnych i niekorzystnych (tab. 17). Najsłabiej wypadło uwzględnianie limitów obciążeń i użytkowania środowiska oraz sprzyjanie ochronie środowiska w sformułowaniach celu głównego analizowanych programów. W ocenie syntetycznej (średniej) woj. zachodniopomorskie uzyskało 2,0 pkt., świętokrzyskie 1,79, podlaskie 1,78 i podkarpackie 1,72. Najniższe oceny przyznano województwom: kujawsko-pomorskiemu 1,19, mazowieckiemu 1,29, wielkopolskiemu 1,21 i śląskiemu 1,22. Oznacza to, że wszystkie POŚ powinny zostać w mniejszym lub większym stopniu pracowane.

¹ M. Kistowski, 2003, *Regionalny model zrównoważonego rozwoju i ochrony środowiska Polski a strategia rozwoju województw*, Uniwersytet Gdański-Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Gdańsk-Poznań.

² K.R. Mazurski, 1989, *Stan środowiska a warunki życia w Polsce*, Ochrona Środowiska, 1(38), s. 9–12.

Rozdział 7 – *Wnioski* podsumowuje wcześniejsze uwagi i konstatacje. Autor podkreśla w nim znaczenie długiego opracowywania POŚ – od początku lat osiemdziesiątych – oraz wpływ zmian polityczno-gospodarczych i wprowadzenia nowego podziału administracyjnego kraju w tym okresie. Bez wątplenia najlepsze części programów stanowią diagnoza stanu i ewidencja dotychczasowych działań. W kilku przypadkach, np. w woj. małopolskim czy zachodniopomorskim (s. 196), podjęto próby określenia limitów obciążeń i wykorzystania środowiska przyrodniczego, jednakże bez właściwego opisu metodyki. Słuszny jest więc postulat autora, aby ustalić jednakową metodykę dla wszystkich województw, co 1) stworzy możliwość porównań między nimi oraz z celami polityki państwowej, 2) ułatwi pracę różnym ośrodkom. Podobnie ma się rzecz ze wskaźnikami, często nieprecyzyjnymi lub wręcz niemożliwymi do wykorzystania. Mści się tu brak współdziałania z ośrodkami naukowymi i zamknięcie się w gronach samorządowo-urzędniczych.

Lista negatywów POŚ jest jeszcze dłuższa, z czym trzeba się, niestety, zgodzić. Zostały one szczegółowo przeanalizowane, a mieszczą się w nich sprawy zarówno formalne, jak i merytoryczne. Późne przyjęcie POŚ, często słabe ich upowszechnienie, bardzo liczne potknięcia terminologiczne (nie wspominając o stylistycznych), nieprzejrzystość, nielogiczność sformułowań i wniosków, ogólnikowość, sprowadzanie pojęcia „środowisko przyrodnicze” tylko do elementów biotycznych – to ledwie część z „grzechów”. Jak się wydaje w porównaniu z innymi podobnymi opracowaniami samorządowymi³, bierze się to często z braku specjalistów w opracowujących je gremiach i nierecenzowania elaboratów. W części wykonawczej POŚ zauważono dawno już przebrzmiałe przecenianie działań hydrotechnicznych, nadmierną rozbudowę dróg i sieci lotnisk. Ewenementem natomiast stała się sugestia aktywizacji turystycznej obszarów chronionych w dokumencie dolnośląskim, a w kujawsko-pomorskim – „dostosowanie reżimów ochronnych na obszarach chronionych do zamierzeń rozwoju społeczno-gospodarczego” (s. 200), a nie odwrotnie! W końcowej części (podrozdział 7.2) autor zawarł wytyczne do modyfikacji POŚ, łącznie piętnaście, trudno więc je tu przytaczać.

W wyniku tej niezwykle szczegółowej i surowej analizy można odnieść wrażenie, że tworzenie POŚ miało charakter dość mechaniczny i służyło tylko zaspokojeniu wymogów ustawowych, na co wskazuje też drobiazgowa lista zadań bez rozpisania działań na poszczególne szczeble: wojewódzki, powiatowy i gminny. Największy zakres prac, zmierzających do lepszego dostosowania POŚ do rzeczywistych potrzeb ochrony środowiska przyrodniczego, autor sugeruje w odniesieniu do województw mazowieckiego, podkarpackiego i śląskiego, najmniejszy – lubelskiego, lubuskiego, podlaskiego, kujawsko-pomorskiego i pomorskiego. Wskazuje też, co należy zmienić w POŚ w tych regionach w pierwszej kolejności. Z analizy mapy dokumentującej to zróżnicowanie (s. 203) nie da się wychwycić żadnych prawidłowości przestrzennych, np. zależności rozmieszczenia ośrodków naukowo-akademickich czy potencjału gospodarczego województw.

Kończąc, trzeba podkreślić bardzo duże walory aplikacyjne książki i zadać pytanie: do ilu decydentów z kręgów samorządowych oraz projektantów–twórców podobnych pro-

³ K.R. Mazurski, 2005, *Sudety w strategii rozwoju województwa dolnośląskiego*, Rocznik Jeleniogórski, 37, s. 11–16.

gramów, ona trafi? A powinna do wszystkich, przynajmniej poprzez prezentację treści na roboczych spotkaniach. Zawiera także szereg wskazań badawczych i praktycznych dla środowisk geograficznych.

Krzysztof R. Mazurski

Katedra Planowania Przestrzennego, Politechnika Wrocławska, Wrocław

Nowa seria wydawnicza: Biblioteka Polskiego Przeglądu Kartograficznego. T. 1, W stulecie 'Atlasu geograficznego' Eugeniusza Romera, 1908–2008, PTG-PPWK, Warszawa 2008; 128 s.

Polski Przegląd Kartograficzny (PPK) pojawił się na rynku wydawniczym w 1923 r. Został powołany do życia z inicjatywy Eugeniusza Romera i ukazywał się przez 12 lat. W okresie międzywojennym powstało w różnych krajach kilkanaście periodyków poświęconych kartografii, lecz żywot większości z nich był krótki, głównie z powodów finansowych. Przykładem mogą być czasopisma austriackie istniejące na rynku dwa lub trzy lata: Kartographische Mitteilungen (1930–1931) czy Die Landkarte (1925–1927).

Po II wojnie światowej, a szczególnie w latach 1960., nastąpił na świecie wielki wzrost produkcji map i atlasów. Wzrosła również liczba prac naukowych w tej dziedzinie. W 1961 r. założona została Międzynarodowa Asocjacja Kartograficzna (International Cartographic Association), do której Polska przystąpiła trzy lata później. Powstawały wówczas coraz liczniejsze instytucje i stowarzyszenia kartograficzne. W 1965 r. Polskie Towarzystwo Geograficzne powołało Sekcję Kartograficzną przemianowaną później na Komisję, a od 2001 r. Oddział Kartograficzny. Jednym z głównych zadań Komisji było uzyskanie zgody na utworzenie własnego czasopisma. Kilkuletnie starania zostały uwieńczone sukcesem i w 1969 r. ukazał się pierwszy zeszyt nowego Polskiego Przeglądu Kartograficznego, który liczył 36 stron. Tytuł nawiązywał do przedwojennej Romerowskiej edycji. Jako kwartalnik wydawany jest nieprzerwanie do dziś. W 2007 r. ukazały się 4 zeszyty 39 tomu o łącznej objętości 432 stron. Początkowych sponsorów, którymi byli Polskie Towarzystwo Geograficzne i Państwowe (obecnie Polskie) Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych im. E. Romera, wspierają teraz Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego oraz wydawnictwo Nowa Era Sp. z o.o. Wysoki poziom merytoryczny i edytorski pozwala zaliczyć PPK do wiodących wśród tego rodzaju czasopism na świecie.

Ostatnio Redakcja i Rada Redakcyjna PPK wystąpiły z inicjatywą wydawania okazjonalnych publikacji pod nazwą Biblioteka Polskiego Przeglądu Kartograficznego. Ich tematyka nie została sprecyzowana, ale jak informuje Redakcja, kolejne tomy „...będą poświęcone istotnym problemom naszej kartografii”.

Stulecie wydania *Geografii dla klasy pierwszej szkół średnich z Atlasem geograficznym* stało się okazją do przygotowania i wydania pierwszego tomu Biblioteki. Wsparcia finansowego udzieliły: Polskie Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych im. E. Romera, Główny Urząd Geodezji i Kartografii oraz firmy Papyrus i Semafic. Formatem, wyglądem zewnętrznym oraz układem wewnętrznym omawiany tom nawiązuje do macierzystych zeszytów PPK (fot. 1). Tom nosi tytuł *W stulecie Atlasu geograficznego Eugeniusza Romera, 1908–2008* i liczy 128 stron. Oprócz *Wprowadzenia*

i końcowego *Summary* w języku angielskim, zawiera 10 pozycji, z których 7 to referaty przygotowane na sesję naukową, zorganizowaną z tej samej okazji. Informacje o tym spotkaniu zamieszczono na końcu niniejszej notatki.



Fot. 1. Okładka i strona tytułowa

Na stronach 7–16 Bogdan Horodyski (Katedra Kartografii UW) pokazuje czytelnikom *Lwów przelomu XIX i XX wieku*. Omawia wydarzenia i atmosferę miasta, uświadamia jego rolę w polskiej kulturze – jako miasta, w którym urodził się (1871) i rozwijał intelektualnie Eugeniusz Romer. Prowadzi do miejsc związanych z jego życiem i pracą. W końcowej części znajdujemy interesujące, synchroniczne zestawienie wydarzeń cywilizacyjnych z etapami życia słynnego kartografa (np., gdy Romer miał 8 lat, T.A. Edison wynalazł żarówkę; gdy zaczynał pracę nad *Atlasem geograficznym*, w domu przy ul. K. Ujejskiego 6 paliły się lampy naftowe, natomiast w mieszkaniu przy ul. J. Długosza 25, w którym rodzina zamieszkała w 1909 r., już po wydaniu atlasu, było światło elektryczne).

Kolejne opracowanie przygotowała Beata Konopska (PPWK). Tytuł *Wiedeńska wystawa pomocy szkolnych w 1903 roku inspiracją do rozpoczęcia pracy nad Atlasem geograficznym*, wskazuje czas i miejsce zrodzenia się idei stworzenia tego *Atlasu*. Romer, wówczas nauczyciel geografii, trafił na wystawę jako recenzent delegowany przez austriackie ministerstwo oświaty. Okazał się srogim opiniodawcą. Z tego krytycyzmu zrodził się pomysł nowego sposobu przedstawiania rzeźby terenu oraz propagowania sprawy polskiej na mapach i w podręcznikach.

Wątek poruszany przez B. Konopską rozwijają Jolanta Rodzoń i Paweł Wojtanowicz (Pracownia Dydaktyki Geografii UMCS) w artykule *Koncepcja dydaktyczna podręcznika i atlasu Eugeniusza Romera wobec geografii szkolnej w Galicji*. Po omówieniu stanu oświaty i szkolnictwa galicyjskiego w drugiej połowie XIXw., a na tym tle sytuacji geografii jako przedmiotu nauczania, przybliżają sylwetkę Romera jako nauczyciela. Wspomnianą wcześniej ideę promowania polskości zawarł on w postulatcie „...obraz ziemi własnej – własną musi być zdobyty pracą”. Rozdział ten zamyka analiza obu części Romerowej publikacji.

Wkład Eugeniusza Romera i jego szkoły w rozwój polskiej kartografii – to obszerna (s. 43–64) analiza dokonań słynnego kartografa, przeprowadzona przez Władysława Pawlaka z Uniwersytetu Wrocławskiego, znawcę kartografii romerowskiej. Jak twierdzi autor, jest to spojrzenie „...na kartografię z perspektywy różnych kierunków naukowej, społecznej i politycznej aktywności samego E. Romera. Te czynniki dawały początek, sukces i trwałość osiągnięciom jego działań, one ukształtowały także geograficzny charakter romerowskiej kartografii”. Warto jeszcze przytoczyć ostatnie zdanie z opracowania W. Pawlaka, które powinno skłonić do refleksji twórców, a być może i odbiorców współczesnych map. „Zdecydowanie mniejszy wpływ szkoły romerowskiej obserwuje się w całkiem nowych wydawnictwach kartograficznych, nie związanych ze starszymi ośrodkami wydawniczymi, dla których często użytkowy walor mapy czytelnej i estetycznej jest pojęciem obcym”.

Ewa Szykiewicz (Zakład Kartografii UW.) omawia *Szkolny Atlas geograficzny Eugeniusza Romera z 1908 roku*. Udowadnia, że był to atlas oryginalny i nowoczesny, dający po raz pierwszy hipsometryczny obraz ukształtowania terenu. Odejście od dotychczasowych map z kreskowym rysunkiem rzeźby okazało się dla wielu odbiorców, zwłaszcza nauczycieli, zbyt nowatorskie. Atlas zebrał natomiast wręcz entuzjastyczne opinie najwybitniejszych geografów i kartografów na świecie.

Kolejnymi pozycjami są przedruki dwóch publikacji z 1928 r. Pierwszy z nich – to artykuł Romera *Dziesiąte wydanie Małego atlasu geograficznego* zamieszczony w 3 tomie lwowskiego PPK. Z nieskrywanym zadowoleniem autor wspomina pozytywne opinie światowych sław geografii. „Pierwsze egzemplarze atlasu przesłane do najwybitniejszych przedstawicieli geografii i kartografii światowej, spotkały się z takim uznaniem, że dziś jeszcze odczuwam po 20 latach wspomnienie tego wzruszenia, jakie budziło uświadomienie, że wśród krętych i błędnych dróg znalazło się drogę prostą i pewną!...”. Dalej cytuje opinie m.in. J.E. Bartholomew, P. Vidalaa de la Blache, T.J. Chamberlaina i E. de Martonne’a. Sporo miejsca poświęca problemom technicznym, związanym ze zmianami wprowadzanymi w kolejnych wydaniach. Analizuje różnice między nimi oraz porównuje z innymi atlasami światowymi.

Jubileuszowe wydanie Małego atlasu geograficznego jest przedrukiem z 8 numeru *Przeglądu wydawnictw Książnicy – Atlasu*. Trzystronicową notatkę kończy zdanie „Jak przed laty dwudziestu, tak zapewne i teraz, *Mały atlas geograficzny* E. Romera stanie się dla światowej nauki i pracy kartograficznej przykładem chciwie naśladowanym, a wierzymy, że polskie społeczeństwo, a w pierwszym rzędzie szkoła, polskie to pod każdym względem i przez obcych szanowane dzieło otoczy najtroskliwszą opieką i uznaniem”.

Pracownicy Biblioteki Narodowej Barbara Przyłuska i Zbigniew Kolek podjęli trud zbadania zasobów wszystkich wydań atlasu w większych polskich bibliotekach. Efekty

tej kwerendy przedstawili w opracowaniu *Atlas geograficzny i Mały atlas geograficzny (1908–1964) Eugeniusza Romera w polskich bibliotekach*. Na pytania wysłane do 121 placówek odpowiedzi nadeszły od 85. Zebrany materiał jest niekiedy zaskakujący. Nigdzie nie znaleziono egzemplarzy wydań z lat 1913 i 1926. Wspomniane powyżej jubileuszowe dziesiąte wydanie posiada tylko sześć placówek. Nie udało się ustalić daty trzynastego wydania (1935, 1938, 1939?). Zamieszczona na końcu tabela obejmuje wszystkie 52 wydania od 1908 do 1964 r., opis bibliograficzny oraz nazwy bibliotek, a nawet numery sygnatur poszczególnych egzemplarzy.

Jerzy Ostrowski (IGiPZ PAN w Warszawie), przedstawia *Atlas geograficzny Eugeniusza Romera w polskim piśmiennictwie kartograficznym*. W sposób zwięzły i usystematyzowany omawia relacje i wspomnienia samego E. Romera (*E. Romer o swoim Atlasie*), recenzje poszczególnych wydań i analizy różnic między nimi (*Recenzje i analizy Atlasu*), a dalej przedstawia *Publikacje okolicznościowe w rocznice wydania Atlasu* i odnotowuje fragmenty poświęcone *Atlasowi* w pracach o Eugeniuszu Romerze. W zakończeniu J. Ostrowski stwierdza, że „...na temat dorobku i roli E. Romera oraz jego kartografii nie powiedziano jeszcze ostatniego słowa i jest tu jeszcze wiele do zrobienia”. Bibliografia do tego artykułu obejmuje 69 pozycji.

Jako łącznik między omówieniem pierwszego tomu Biblioteki PPK a informacją o wspomnianej wyżej sesji naukowej doskonale się nadaje *Przewodnik do wystawy kartograficznej „W stulecie Atlasu geograficznego Eugeniusza Romera” w Bibliotece Narodowej*. Opracował go B. Horodyski w formie komentarzy i objaśnień do zawartości 14 gablot. Jednodniową wystawę, przygotowaną specjalnie na czas obrad, współtworzyli Barbara Przyłuska, szefowa Zakładu Zbiorów Kartograficznych Biblioteki Narodowej oraz autor przewodnika.

Sesja odbyła się 9 maja 2008 r. w Bibliotece Narodowej w Warszawie. Organizowali ją: Katedra Kartografii Uniwersytetu Warszawskiego, Zakład Zbiorów Kartograficznych Biblioteki Narodowej, Polskie Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych, Wydawnictwo Nowa Era Sp. z o.o., Główny Urząd Geodezji i Kartografii oraz Stowarzyszenie Kartografów Polskich.

Uczestników sesji oraz zaproszonych na to spotkanie członków rodziny Profesora E. Romera powitały kolejno przedstawicielki zarządów i kierownictw współorganizujących instytucji. Tematyka wystąpień prelegentów została już omówiona powyżej. Przed rozpoczęciem sesji referatowej, pracownicy Wydawnictwa Nowa Era zapoznali zebranych z problemami związanymi z przygotowaniem reprintu podręcznika i atlasu z 1908 r. Reprint obu pozycji, w nakładzie 500 sztuk, wykonany został z egzemplarzy udostępnionych przez Bibliotekę Narodową. Efektownie oprawiony *Atlas*, umieszczony we wspólnej teczce z podręcznikiem uczestnicy spotkania mogli nabyć w stoisku Nowej Ery (70 zł).

Niniejszą notatkę należy uzupełnić informacją o aktywności Oddziału Kartograficznego PTG na polu edytorskim. W 2007 r. podjęto decyzję wydawania innej serii pod nazwą *Prace i Studia Kartograficzne Oddziału Kartograficznego Polskiego Towarzystwa Geograficznego*. Przewidywane jest publikowanie przede wszystkim materiałów z konferencji kartograficznych. Redakcjom obu serii należy życzyć napływu wartościowych materiałów i... hojnych sponsorów.

Wojciech Jankowski
IGiPZ PAN, Warszawa

M. Gałka – *Zmiany jeziorno-torfowiskowe w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań 2007; 80 s.

Ukazał się już ósmy tom prac Zakładu Biogeografii i Paleoeologii UAM, kierowanego obecnie przez dr hab. Krystynę Milecką, a utworzonego i długie lata prowadzonego przez prof. Kazimierza Tobolskiego, paleobotanika i palinologa. Tom zawiera pracę doktorską Mariusza Gałki obronioną w 2006 r. Kończył on studia geograficzne w 2004 r., a równolegle w 2005 ukończył studia historyczne, czego odbiciem jest tom 7 prac Zakładu Biogeografii i Paleoeologii, opracowany również przez M. Gałkę: *Geograficzno-historyczne studium mokradel południowo wschodniej części ziemi świeckiej*.

Recenzowana praca o zmianach jeziorno-torfowiskowych jest pierwszym w polskiej literaturze naukowej studium, w którym autor postawił sobie za cel między innymi określenie przyczyn i sposobów przejścia jezior w torfowiska oraz zrekonstruowanie roślinności biorącej udział w tym procesie.

W rozdziale wstępnym oprócz położenia terenu i celu badań omówił autor bardzo zwięźle elementy środowiska przyrodniczego, takie jak: geologia i geomorfologia, klimat, hydrografia i szata roślinna. Niezręczne jest użycie terminów geologia i geomorfologia, gdyż jest to określenie nauk przyrodniczych, należy używać terminów budowa geologiczna lub litologia osadów oraz rzeźba terenu. Brak tu również krótkiego omówienia gleb. Szczegółowym badaniom poddał autor 5 torfowisk przylegających do jezior Skrzynka i Mielnica oraz 2 torfowisk przylegających do wschodniego brzegu Jeziora Charzykowskiego.

Rozdział *Metody badań i prezentacji wyników* zawiera omówienie metodyki prac terenowych (przekroje poprzeczne i podłużne przez torfowiska, pojedyncze wiercenia i sondowania, ich niwelacja) oraz prac laboratoryjnych (analiza makroszczątków – głównie wegetatywnych, tj. owoców i nasion). Wśród 11 kluczy wykorzystanych przez autora do identyfikacji makroszczątków rzuca się w oczy brak atlasu owoców i nasion prof. Kaca z współpracownikami z 1965, atlasu Kaca makroszczątków w torfach z 1977 oraz klucza Wielickiewicza z terenu Białorusi z 1973 r.

W rozdziale prezentującym geologię badanych zbiorników omówił autor stratyografię osadów opisywanych metodą Troels-Smitha. Trochę szkoda, że nie używał autor konsekwentnie również i ich określeń genetycznych, co ułatwiłoby studiowanie przekrojów geologicznych i profili w aspekcie genezy. Każdy obiekt omówiony jest w sposób jasny, treściwy i ilustrowany przekrojami i mapkami sytuacyjnymi. Z powodu możliwości sprzętu wiertniczego nie wszystkie sondowania sięgnęły dna mineralnego, więc sam początek zabagniania dna zagłębień jest poza zasięgiem analizy autora. Bardzo interesujący jest fakt, że w północnej części torfowiska V gruba warstwa piasku, prawdopodobnie wydmowego, przykryła warstewkę gytii. Gdyby wydatować gytie, mielibyśmy przyczynek do wieku procesów wydymotwórczych tego obszaru. W podsumowaniu tego rozdziału rozważa autor źródło alimentacji wapnia w gytiach wapiennych, wręcz kredach jeziornych, akumulowanych na sandrze, nie rozwijając jednak tego problemu. W przyszłych badaniach należy zwrócić uwagę na litologię sandru tego obszaru. W materiałach Planu Ochrony Parku Narodowego Bory Tucholskie znalazłem profile

wierceń na sandrze, w których pod kilkumetrową warstwą piasku występowały gliny morenowe i one mogą być źródłem alimentacji gytii w wapń.

W kolejnym rozdziale, najważniejszym w pracy, autor przeanalizował kopalne rośliny strefy jezioro-bagienniej. Wykazał on, jako pierwszy z geografów, dobre opanowanie metody oznaczania owoców i nasion tworzących torf lub znajdujących się w gytii. Rozdział ma strukturę identyczną jak poprzedni. Autor omawia poszczególne obiekty torfowiskowe załączając wybrane diagramy makroszczątków. W osadach jeziornych, kładących kres egzystencji zbiorników znajdował on owoce i nasiona roślin wodnych, zarówno zanurzonych jak i wynurzonych, ale i również roślin szuwarowych rosnących w sąsiedztwie jeziora. Analizę torfu akumulowanego na gytii utrudniał jego silny rozkład, świadczący o zmianach poziomu wody, tak że pełniejsza rekonstrukcja zbiorowisk torfotwórczych nie była możliwa. W pracy zamieścił autor 16 szczegółowo przeanalizowanych 50-centymetrowych profili rzucających światło na torfy, które wkroczyły na wypłycony już mocno zbiornik wodny. Przeanalizował także spągowe osady nazywane „torfami bazalnymi”, które okazały się grubodetrytusową gytią z płytkiego zbiornika wodnego. Na s. 53–56 wysuwa autor oryginalną koncepcję, zgodnie z którą spągowe utwory organiczne pod gytią nie muszą świadczyć o wytopiskowym charakterze zagłębień. Przytacza przykład torfowiska I (ryc. 3 przekrój A–A1), gdzie mineralny wał podtorfowy rozdziela dwie części torfowiska. W części wschodniej, w zabagnionej niecce odkładał się torf (zakrzewione mechowisko), a na skutek podnoszenia się poziomu wody Jeziora Charzykowskiego woda przelała się z niecki zachodniej i zalała torfowisko w części wschodniej. W tym przypadku jednak osady torfowiska mechowiskowego zajmują dno niecki, jej stoki wschodni i zachodni oraz powierzchnię wału. Torfowiska niskie akumulują się z reguły na płaskim podłożu, chyba że mamy do czynienia ze źródłiskami. Można więc wyciągnąć wniosek, że centralna część niecki wschodniej musiała osiąść, a spowodować to mogły głównie procesy wytopiskowe.

Analizując kopalną florę, natrafił autor na subfossylne gatunki rzadkich roślin: *Meesia triquetra*, *Stratiotes aloides*, *Cladium mariscus*, *Najas marina* i *Ceratophyllum submersum*. Analiza biogeograficzna każdego gatunku, czego brak zupełnie w pracach geograficznych, została przeprowadzona rzetelnie i jest dobrze udokumentowana. Można tylko polemizować ze stwierdzeniem, że warunki klimatyczne (temperatura, wilgotność) stanowią o egzystencji *Cladium mariscus*. W Polsce występuje on głównie punktowo w północno-zachodniej, północno-wschodniej i wschodniej części, w zupełnie różnych warunkach klimatycznych, więc czynniki lokalne, takie jak wapienne podłoże i obecność jezior przeważają nad elementem klimatycznym. Podsumowując rozdział, zestawiał autor 77 znalezionych przez siebie taksonów, w czym 74 określił do gatunku. Zastanawia rzadkość kopalnych ramienic, co wobec tak dużych zawartości węgla w osadach wymaga wytłumaczenia – być może wynika z przepływowości badanych jezior. Ten problem wymaga dalszych szczegółowych badań, do których autor jest już w pełni przygotowany. Na końcu pracy zamieszczono 4 kolorowe tablice z autorskimi zdjęciami wybranych kopalnych makroszczątków, które mogą już służyć jako materiał do ujęć podręcznikowych.

Ostatni rozdział poświęcił autor procesowi zaniku kopalnych jezior w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior. Zaznaczył, że istnieją dwa sposoby zarastania jezior: nasuwanie się pła, które autor zdaje się wiązać tylko z torfowiskami przejściowymi

i wysokimi oraz przesuwanie się w głąb jeziora kolejnych grup roślin, takich jak szuwały właściwe, szuwały wielkoturzycowe, mechowiska emersyjne. Omówił również dwie metody analizy tego zjawiska: kartograficzną i geologiczną. Sam posłużył się metodą geologiczną, gdyż tylko ta może odtworzyć proces zarastania, a metody mikroskopowe osadów mogą pokazać sukcesję zbiorowisk od przykrycia tafli wodnej do współczesnego obrazu roślinności torfowej.

Jeziora w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior uległy zatorfieniu przez nasuwające się kolejno pasy roślinności: o liściach pływających, szuwar wielkoturzycowy, szuwar z paprociami, szuwar zakrzewiony olchą, który ostatnio nabrał cech torfowiska przejściowego. Obecnie nie widać ekspansji mszarów immersyjnych na tafle badanych jezior. Przyczyny tego zjawiska wymagają obserwacji w dłuższym okresie. Zjawiska zachodzące w rejonie jezior Mielnica i Skrzyńka powinny być więc monitorowane.

Wnioski zawarł autor w 9 treściwych punktach, które oddają zakres i osiągnięcia rozprawy. Bibliografia zawiera 177 prac, w tym 57 to artykuły i książki obcojęzyczne, głównie niemieckie, angielskie i skandynawskie. Bardzo skąpo cytowana jest literatura rosyjskojęzyczna – są to tylko 3 prace, w tym klasyczne podręczniki do badań torfowisk: Dokturowskiego i Sukaczowa z lat 1920.

Zastosowanie przez autora w badaniach geograficznych metody makroszczątków rzuciło nowe, dobrze udokumentowane światło na proces zaniku jezior. W Zakładzie Biogeografii i Paleoekologii, gdzie dominują palinolodzy, wypełnia autor lukę, odczuwalną wcześniej w trakcie interdyscyplinarnych badań naukowych.

Sławomir Żurek

Instytut Geografii, Uniwersytet Przyrodniczo-Humanistyczny, Kielce

M. Kloss – *Roślinność subfosalna na tle historii wysokich torfowisk mszarnych w północno-wschodniej i środkowej Polsce oraz w Sudetach*, Instytut Badawczy Leśnictwa, Sękocin Stary, 2007; 141 s.

Rozprawa Marka Klossa nie ogranicza się tylko do charakterystyki roślinności subfosalnej torfowisk wysokich. Jej zakres badawczy jest znacznie szerszy – obejmuje charakterystykę sukcesji zbiorowisk subfosalnych prowadzącą od paleośrodowisk wodnych do ombrotroficznych, zmiany paleohydrologiczne w zbiorowiskach oparte na fitocenotycznych wskaźnikach wilgotności oraz rozwój torfowisk w holocenie (w nawiązaniu do późnego glaciału). Każde z tych zagadnień jest ujmowane szeroko i zawiera szereg dodatkowych wątków, które mogą być podstawą do dalszych badań, np. problemy osuszania i zwilgotniania w holocenie, uzupełnienie klasyfikacji torfów o nowe jednostki (takie jak torf świerkowy) czy warunki przejścia jezior w torfowiska.

Materiały zebrane i opracowane przez autora są imponujące. Zaplanował i przeprowadził sam, lub we współpracy z innymi osobami, szczegółowe badania na 8 torfowiskach wysokich (Suche Bagno w rejonie Wigier, Strzałowo w Mazurskim Parku Krajobrazowym, Kołowin na Pojezierzu Mrągowskim, Linje na Pojezierzu Chełmińskim, Długie Bagno w Kampinosie, Rąbień na Wysoczyźnie Łaskiej, Zieleniec w Górach Bystrzyckich, Na Izerze w Górach Izerskich) i bardziej przeglądowe na 6 kolejnych, sto-

sując różnorodne metody: fitosocjologiczną, paleobotaniczną i chronostratygraficzną. Na torfowiskach przyjął metodę transektów, gromadząc 38 pełnych rdzeni torfowych o miąższościach od kilku do kilkudziesięciu metrów. Podstawową metodą badań laboratoryjnych była analiza makroszczątków roślinnych w torfie. Wykonano ich 452, identyfikując subfossylne zbiorowiska roślinne z 5 klas (*Phragmitetea*, *Scheuchzeri-Caricetea nigrae*, *Oxycocco-Sphagnetetea*, *Vaccinio-Piceetea* i *Alnetea glutinosae*) i obliczając dla każdej badanej warstwy torfu wskaźnik wilgotności. Wskaźnik ten dla warunków polskich autor zaproponował po raz pierwszy, co jest niewątpliwie jego oryginalnym osiągnięciem w badaniach torfowisk. Wyniki składu botanicznego opracowano metodami fitosocjologicznymi i zestawiono w tabelach syntetycznych. Rekonstrukcja subfossylnych zbiorowisk roślinnych pokazała kierunki sukcesji w 16 szczegółowo opracowanych rdzeniach, a główne zmiany typów torfu zostały naniesione na skalę chronostratygraficzną holocenu na podstawie 41 datowań radiowęglowych (konwencjonalne i AMS).

Opracowanie i treściwe przedstawienie tak obszernego materiału świadczy o bardzo wysokich kwalifikacjach naukowych autora. Wyniki otwiera lista 20 zidentyfikowanych zbiorowisk torfowiczych oraz ich charakterystyka na podstawie opracowanych tabel dla klas *Phragmitetea*, *Scheuchzerio-Caricetea nigrae*, związku *Sphagnion magellanicum*, *Alnion glutinosae* i *Piceion abietis*. Podstawowy rozdział obejmuje charakterystykę wybranych 7 torfowisk z opisem reprezentatywnych profili i wyróżnieniem podstawowych etapów rozwoju na podstawie sukcesji roślinności: od etapu jeziornego przez etap torfowiska niskiego, przejściowego do torfowiska wysokiego. Etapy te przedstawione są na skali chronostratygraficznej holocenu, a zmiany zbiorowisk komentowane są warunkami hydrologicznymi: zmianami w dopływie wód minerotroficznymi, zwiększonym uwodnieniem lub opadaniem wód gruntowych, względnie separacją torfowiska od ich wpływu. W ramach etapów omawiane są drobniejsze zmiany, które autor nazywa fazami. Dla każdego z 7 wysokich torfowisk opracowano krzywą średniego tempa akumulacji osadów.

W dyskusji autor poruszył właściwie dwa problemy: warunki na torfowiskach prowadzące do ombrotrofii na tle krzywej szybkości akumulacji osadów, proces terestrializacji, czyli przekształcenia w torfowisko wysokie i już znacznie krócej podobieństwa i różnice sukcesji roślinnej torfowisk na nizinie i w górach. Szerzej zajął się autor dwoma fragmentami sukcesji, tj. przejściem jezior w torfowiska i torfowisk przejściowych w wysokie. Bardzo ważnym wnioskiem jest hipoteza, że początek rozwoju torfowisk wysokich przypada na okresy relatywnie suchsze na torfowisku. Pracę kończy obszernie podsumowanie i literatura (133 pozycje, w tym 35 zagranicznych, głównie angielskich).

Praca jest napisana dobrym językiem, ma logiczną strukturę, a bardzo bogaty materiał przedstawiono przejrzysto.

Omawiana książka, podobnie jak wcześniejsza, S. Marka¹ o torfowiskach olszynowych, stanowi poważny krok naprzód w rozpoznaniu mechanizmów zatorfiania obszarów wododziałowych Polski.

Sławomir Żurek

Instytut Geografii, Uniwersytet Przyrodniczo-Humanistyczny, Kielce

¹ S. Marek, 1965, *Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 57.

**100-lecie urodzin
Profesora Mieczysława Klimaszewskiego**



26 lipca 2008 r. minęło sto lat od urodzin jednego z największych polskich geomorfologów, Profesora Mieczysława Klimaszewskiego. Przyszedł na świat w rodzinie nauczycielskiej w Stanisławowie. Po śmierci ojca, rodzina przeniosła się do Krakowa, gdzie po maturze w 1927 r. podjął studia geograficzne i geologiczne na Uniwersytecie Jagiellońskim pod opieką Ludomira Sawickiego i Jerzego Smoleńskiego specjalizując się w geomorfologii. Tu zapoczątkował pracę naukową, uzyskując w 1933 r. stopień doktora. W okresie przedwojennym rozpoczął szeroką działalność badawczą, kartując terasy czwartorzędowe w dolinach rzek karpaccich i badając formy i osady zlodowaceń tatrzańskich i skandynawskich, jak również rzeźbę peryglacjalną przedpola lodowców szczybergeńskich. Brał również udział w interdyscyplinarnych badaniach stanowisk czwartorzędowych, m.in. razem z prof. W. Szaferem.

Po wojnie opublikował wyniki tych badań, a synteza *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym* była podstawą habilitacji. Niebawem uzyskał tytuł profesora. Po krótkim epizodzie wrocławskim w 1949 r. powrócił do Krakowa na Uniwersytet Jagielloński i rozwinął ożywioną działalność badawczą i organizacyjną. Na I Kongresie Nauki Polskiej przedstawił koncepcję szczegółowego kartowania geomorfologicznego i koncepcję kartowania hydrograficznego, które zostały uznane za priorytetowe zadania badawcze geografii fizycznej. Zorganizował zespoły badawcze w ośrodku krakowskim, a następnie w innych ośrodkach Polski. Badania terenowe rzeźby i stosunków wodnych stały u podstawy rozwoju polskiej geomorfologii i hydrografii. Jesienią 1953 r. zorganizował Pracownię, a potem Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn nowo powstałego Instytutu Geografii PAN. Zakład ten koordynował kartowanie geomorfologiczne i hydrograficzne w południowej Polsce.

Lata 1960. były okresem najbardziej szerokiej działalności Profesora i międzynarodowych sukcesów zarówno naukowych, jak i organizacyjnych. W 1960 r. objął kierownictwo Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego w Komisji Geomorfologii Stosowanej MUG, wprowadzając metodę kartowania na pole międzynarodowe. W roku 1961, w czasie Kongresu INQUA w Warszawie, wraz z zespołem przedstawił syntezę

ewolucji rzeźby południowej Polski w czwartorzędzie. Dwa lata później, organizując Geomorfologiczne Sympozjum Karpacko-Balkańskie, doprowadził do powstania stałej komisji geomorfologicznej, a także do opracowania syntez i powstania rocznika o renomie międzynarodowej – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* (dotychczas 41 tomów). Równocześnie inspirował badania stacjonarne współczesnych procesów rzeźbotwórczych stokowych i fluwialnych. Zarówno kartowanie, jak i monitoring procesów doprowadziły do niebywałego rozwoju polskiej geomorfologii historycznej i dynamicznej, jak również hydrografii. Polska geomorfologia w tym czasie weszła do czołówki światowej, co było zasługą kilku wybitnych uczonych pokolenia „wunderteamu”, spośród których działalność Klimaszewskiego obejmowała najszerszy wachlarz problemów i kierunków badań.

Równocześnie Profesor Klimaszewski doceniał praktyczne znaczenie badań fizycznogeograficznych dla różnych działów gospodarki i dla planowania przestrzennego. Mimo obowiązków rektorskich i powołania do Rady Państwa, Profesor starał się nie zaniedbywać działalności dydaktycznej i naukowej. W latach 1970. powstał monumentalny, akademicki podręcznik *Geomorfologia*, monografia geomorfologiczna Polskich Tatr wraz ze szczegółową mapą geomorfologiczną, a później szereg artykułów syntetyzujących, dotyczących ewolucji rzeźby obszarów górskich.

Olbrzymi i wszechstronny dorobek Profesora został doceniony nie tylko w kraju, ale szczególnie za granicą. Siedem uczelni nadało Mu tytuł doktora honoris causa, siedem towarzystw naukowych przyznało godność członka honorowego, cztery akademie zaliczyły w poczet swych członków. Royal Geographical Society w Londynie wyróżniło Go medalem Patrona, a rząd francuski – Wielkim Orderem Zasługi.

W dniu 27 listopada 1995 r. Profesor Klimaszewski zakończył życie pozostawiając grupę uczniów, którzy starali się kontynuować i dalej rozwijać idee i kierunki badawcze przez Niego zainicjowane. Niestety, szczegółowe kartowanie geomorfologiczne Polski, przy braku odpowiedniej rangi struktur organizacyjnych i środków technicznych, zostało zaniechane. Jednakże badania ewolucji rzeźby, monitoring procesów i oraz badania aplikacyjne rozwijają się, wzbogacone jeszcze dzięki nowym technikom badawczym.

W 10-lecie śmierci Profesora uczczono Jego pamięć Sesją Naukową w dniu 22 maja 2006 r., zorganizowaną przez Komisję Nauk Geograficznych przy Oddziale PAN w Krakowie i Komisję Paleogeografii Czwartorzędu PAU. Referaty na sesji, prezentujące wkład Profesora w różne dziedziny badań i omawiające późniejszy postęp badań wygłosili: T. Gerlach, K. Klimek, A. Kotarba, L. Starkel i T. Ziętara. Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN oraz Archiwum Naukowego PAN i PAU w Krakowie przygotowali niewielką wystawę publikacji i odznaczeń Profesora. W sesji uczestniczyła synowa – Pani Zofia Klimaszewska i wnuk Profesora. Niemal wszystkie referaty zostały opublikowane w V tomie Prac Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU za rok 2007.

Leszek Starkel
IGiPZ PAN, Kraków

Ogólnopolska konferencja naukowa
„Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych”
Kraków, 31 V–1 VI 2007 r.

Na przełomie maja i czerwca 2007 r. odbyła się w Krakowie w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego konferencja naukowa pt. „Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych”. Poświęcona była potrójnemu jubileuszowi: 215 rocznicy rozpoczęcia pomiarów i obserwacji meteorologicznych przy Krakowskim Obserwatorium Astronomicznym, 55 rocznicy utworzenia Zakładu Klimatologii i 30-leciu pracy w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ obecnego kierownika tego Zakładu, Pani Profesor dr hab. Janiny Bożeny Trepieńskiej.

Organizatorami konferencji byli pracownicy Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ w Krakowie. W obradach wzięło udział wielu wybitnych specjalistów z różnych ośrodków naukowych i akademickich w Polsce. Obrady odbywały się w nowoczesnych pomieszczeniach, w Kampusie 600-lecia odnowienia Uniwersytetu Jagiellońskiego. Obecność organizatorów dbających o każdy szczegół i perfekcyjne przygotowanie sprawiły, że konferencja przebiegała w bardzo dobrej atmosferze.

W imieniu organizatorów gości powitał przewodniczący Komitetu Organizacyjnego dr hab. Robert Twardosz. Następnie rozpoczęła się jubileuszowa sesja referatowa, której przewodniczył Dziekan Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi, prof. Kazimierz Krzemień. Podczas tej sesji wygłoszono trzy okolicznościowe referaty. W pierwszym prof. Tadeusz Niedźwiedz prezentował życiorys naukowy Janiny Trepieńskiej, podkreślając m.in. znaczną liczbę opublikowanych w kraju i za granicą prac naukowych. Wspomniał również, że Jubilatka była promotorem 56 magistrantów, wypromowała 5 doktorów, a 4 przewody doktorskie pod Jej kierunkiem są otwarte. Duża aktywność naukowa i dydaktyczna przyczyniła się do tego, że Profesor Trepieńska jest obecnie niekwestionowanym autorytetem w badaniach zmienności klimatu Polski i Europy.

Drugi referat, dr. Leszka Kowanetza i dr. hab. Zygmunta Oleckiego dotyczył historii Zakładu Klimatologii UJ oraz jego działalności badawczej i dydaktycznej. Ostatni jubileuszowy referat prof. Janiny Trepieńskiej poruszał temat instrumentalnych i wizualnych obserwacji pogody w Obserwatorium Astronomicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego. Autorka nawiązała do rocznicy rozpoczęcia pomiarów meteorologicznych w dniu 1 maja 1792 r. na stacji przy Obserwatorium Astronomicznym UJ (obecnie jest to Stacja Naukowa Zakładu Klimatologii). Podkreśliła, że ponad 200-letnie pomiary na stacji stały się bezcennym źródłem danych meteorologicznych.

Jubileuszowa sesja referatowa zakończyła się gratulacjami dla Pani Profesor, wyrazami uznania oraz życzeniami dalszych sukcesów naukowych oraz w życiu osobistym.

Pozostałą część pierwszego dnia konferencji wypełniły dwie sesje referatowe poruszające zagadnienia o dużej skali przestrzennej. Pierwszą z nich prowadził prof. Andrzej Marsz. Tematami przewodnimi podczas tej części sesji były m.in. zagadnienia dotyczące cyrkulacji atmosferycznej nad Polską i Europą wygłoszone przez Zbigniewa Ustrnula (prof. UŚ) oraz dr Zuzannę Bielec-Bąkowską. Interesujący referat pt. *Przestrzenny i czasowy rozkład zawartości wody opadowej w atmosferze nad Europą* wygłosiła Joanna Wibig (prof. UŁ). Pierwszą sesję zakończyło wystąpienie dotyczące zmian klimatu we Wrocławiu w latach 1964–2000.

Drugiej sesji referatowej przewodniczył prof. dr hab. Alojzy Woś, a poświęcono ją obszarowi wokółbałtyckiemu oraz powierzchni Bałtyku. Andrzej Marsz (Akademia Morska w Gdyni) omówił wpływ zimowej aktywności Golfstromu na warunki termiczne obszaru wokółbałtyckiego, a Anna Styszyńska (jw.) – poruszyła problem zmian oceanizmu klimatu w drugiej połowie XX w. Kolejny referat dotyczył zmian temperatury powierzchni Bałtyku. Drugą sesję zakończyło wystąpienie dotyczące kierunku i prędkości wiatru w Arktyce Amerykańskiej w XIX w.

Pierwszy dzień obrad zamykał wyjazd do Niepołomic połączone ze zwiedzaniem muzeum na Zamku Królewskim i uroczysta kolacja w historycznych wnętrzach zamku.

Drugi dzień konferencji wypełniła prezentacja 5 referatów i 26 posterów. W części referatowej prowadzonej przez prof. Krzysztofa Kozuchowskiego (UŁ) zaprezentowano badania dotyczące zachmurzenia i jego zmian nad obszarem Polski. Referaty wygłosili m.in. Bogusław M. Kaszewski (prof. UMCS) oraz dr Dorota Matuszko (UJ). W ostatnich dwóch wystąpieniach poruszono problematykę zmienności opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły (dr Marta Cebulka) oraz w województwie podkarpackim (dr inż. Agnieszka Ziernicka-Wojtaszek).

Części posterowej przewodniczyli prof. Krzysztof Błajejczyk (IGiPZ PAN) oraz prof. Rajmund Przybylak (UMK). Zaprezentowano 26 prac obejmujących m.in. zagadnienia cyrkulacji atmosferycznej, warunków termicznych, opadów atmosferycznych oraz zachmurzenia i wilgotności powietrza. 5 posterów zawierało wyniki badań dotyczących obszaru europejskiego, reszta terenu Polski.

Po części posterowej nastąpiło podsumowanie konferencji. Podkreślano m.in. jej bardzo dobrą organizację, wysoki poziom wygłaszanych referatów oraz zasadność organizacji tego typu przedsięwzięć, niezbędnych do wymiany myśli i wzajemnych doświadczeń. Po oficjalnym podsumowaniu i zakończeniu obrad zaplanowano wycieczkę po krakowskim Kazimierzu.

W konferencji wzięło udział ponad 80 osób z całej Polski. Wygłoszono 17 referatów obejmujących różnorodne zagadnienia z dziedziny meteorologii i klimatologii, a w sesji posterowej swoje prace przedstawiło 26 osób.

Każdy uczestnik otrzymał pomocnicze materiały konferencyjne oraz monografię *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, zawierającą artykuły wszystkich wygłoszonych referatów i posterów zaprezentowanych podczas konferencji.

Piotr Wałach

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

III Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu

Szklarska Poręba, 19–22 VI 2007 r.

Po Białowieży i Polesiu Lubelskim konferencja paleobotaniki czwartorzędu obradowała w górach. Zorganizowana została, jak zwykle, przez Państwowy Instytut Geologiczny (dr Hanna Winter, mgr Weronika Danel, mgr Monika Nowacka), przy współudziale Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego (dr Małgorzata Malkiewicz) i Karkonoskiego Parku Narodowego (mgr Roksana Knapik). Wzięło w niej udział 32 uczestników, w tym 3 osoby z Czech.

Konferencja rozpoczęła się 20 czerwca sesją terenową na obszarze Szklarskiej Poręby, którą prowadziła R. Knapik. Oglądano dolinę Kamiennej, wodospad Szklarki i ekosystemy leśne w Karkonoskim Parku Narodowym (problem kłęski ekologicznej). Następnie w Centrum Edukacji Ekologicznej KPN pracownicy Parku zreferowali zagadnienia dotyczące przyrody i zadań KPN oraz badań na torfowiskach.

Po południu I sesję referatową prowadziła prof. Teresa Kuszel z Uniwersytetu Wrocławskiego. Otwarcia konferencji dokonał dyrektor Oddziału Dolnośląskiego PIG, dr Janusz Badura. Następnie dr J. Forysiak i dr J. Twardy, w imieniu większego zespołu, zreferowali holoceniską historię torfowiska Żabieniec (Wzniesienia Łódzkie). Unikalny 16-metrowy rdzeń torfów, gytii i mulków przebadany został przez palinologa, paleobotaników i zoologów, a jego otoczenie przez geomorfologów i archeologa. Torfowisku Żabieniec poświęcone były jeszcze dwa postery: Mariusza Lamentowicza o subfosylnych amebach skorupkowych i Dominika Pawłowskiego o kopalnych *Cladocera*. Agnieszka Noryśkiewicz z UMK w Toruniu zreferowała wyniki analizy pyłkowej z 2,5-metrowego rdzenia osadów jeziornych małego, arktycznego jeziora Somaslampi w północnej Finlandii, które cały czas znajdowało się w strefie tundry (krzewiastej i brzozonej). Mariusz Gałka, w imieniu zespołu (K. Tobolski, A. Mocek) mówił o kłoci wiechowatej w Borach Tucholskich, która była tradycyjnie wiązana z siedliskami kalcyfilnymi, a tu występowała na piaskach i innych bezwęglanowych osadach. Autorzy wysunęli tezę, że warunki klimatyczne, zwłaszcza temperatura i wilgotność powietrza są głównym czynnikiem ekologicznym warunkującym egzystencję kłoci.

W drugiej sesji referatowej, prowadzonej przez dr. J. Badurę – dr hab. Barbara Marciniak omówiła diatomostratygrafię osadów jeziornych interglacjału eemskiego w Rumlówce koło Grodna. Sześciometrowe stanowisko kredy jeziornej położone nad Niemnem w południowej części Grodna, podobnie jak znane od dawna osady z Poniemunia, z drugiej strony Niemna, akumulowane były w drugiej części optimum klimatycznego i końcowych stadiach interglacjału eemskiego. Z kolei Vlasta Jankovska z Instytutu Botaniki w Brnie omówiła roślinność i rozwój krajobrazu w późnym glacjału i holocenie na obszarze Karkonoszy, w źródłowej części doliny Łaby (1030 m n.p.m.). Renata Stachowicz-Rybka zreferowała historię badań szczątków roślin towarzyszących nosorożcowi włochatemu ze Staruni (przedgórze Karpat Ukraińskich). Odkryte w 1907 r. stanowisko nosorożca dostarczyło licznych szczątków roślin (owoce, liście i drewno). Pierwsze prace nad ich oznaczeniem prowadzili Marian Raciborski i jego asystent Władysław Szafer. Ostatnio historię badań znalezisk staruńskich opracował szczegółowo S.W. Alexandrowicz.¹

Sesję posterową i dyskusję prowadził S. Žurek. Ewa Břizová z Pragi pokazała rozmieszczenie glacialnego reliktu *Isoëtes* w czwartorzędowych osadach jeziornych Czech. Anna Cedro z Uniwersytetu Szczecińskiego analizowała temperaturę i wilgotność okresu 1851–2001 na podstawie dendrochronologicznej analizy sosen z pobrzeża torfowiska Białe Ługi w Górach Świętokrzyskich. Bernard Cedro pokazał zapis zmian paleośrodowiskowych na podstawie analizy rdzeni geologicznych ujściowego odcinka doliny Regi. Pięciosobowy zespół (W. Danel, M. Karpińska, P. Kołaczek, K. Pochocka-Szwarc, R. Stachowicz-Rybka) na podstawie szeregu profili torfowych podścielonych

¹ S.W. Alexandrowicz, 2004, *Starunia i badania czwartorzędu w tradycji i inicjatywach Polskiej Akademii Umiejętności*, PAU, Kraków.

grytiami próbował odtworzyć historię kopalnego jeziora Niecki Skaliskiej (ujście Goldapy i Węgorapy). Zagłębieniami bezodpływowymi w Borach Tucholskich zajął się interdyscyplinarny zespół z Torunia i Krakowa. Analizowano 2 stanowiska z w zasięgu fazy pomorskiej w rejonie Wiela. Sedymentacja organiczna zaczęła się w późnym glacie oraz w okresie subborealnym. Mariusz Lamentowicz z Poznania z dwoma badaczami z Anglii (A.D. Mitchell) i Szwajcarii (W.O. Van der Knaap) porównali zbiory skorupkowe ameb skorupkowych z gór Jura oraz z Polski, rekonstruując roczne zmiany klimatyczne dla lat 1900–2003.

Sesja terenowa odbyła się 21 czerwca na torfowiskach Gór Izerskich. Stanowisko 1 na torfowisku wysokim Hali Izerskiej omówił S. Żurek. Roślinność torfowiska omawiana już była w 1948 r. przez S. Tolpę. Przytoczono oryginalne zdjęcia florystyczne z kęp, a z dolinek nie tylko listy florystyczne, lecz i zdjęcia fitosocjologiczne Joanny Potockiej z lat 1990. Marek Kloss z Centrum Badań Ekologicznych PAN badał złożo torfu na przekroju. Kopalne zbiorowiska wysokich torfów podścielone były cienką warstwą torfów przejściowych turzycowo-wełniankowych akumulowanych od 7080 ± 220 lat temu.

Badania palinologiczne na tym torfowisku wykonała A. Baranowska-Kęcka w ramach swej pracy doktorskiej. Dr H. Chmal i dr A. Traczyk z Instytutu Geografii Uniwersytetu Wrocławskiego datowali torfiaste osady pod torfem w odsłoniętej odkrywce nad Jagnięcym Potokiem (5520 ± 150 BP), a niżej pod 2-metrową warstwą utworów piaszczysto-żwirowych znaleźli wkładki torfiaste datowane na $11\ 140 \pm 300$ BP.

Na stanowisku 2 na Kobylej Łące, na której torfowisko wysokie porośnięte jest przez kosodrzewinę, wśród której rośnie *Betula nana*, chroniona już od 1969 r. w rezerwacie Torfowisko Izerskie. To jedno z 3 stanowisk w Polsce tej rośliny odkryte już w 1857 r. (Wimmer). Diagram pyłkowy 2-metrowego złoża torfu wykazał, że zaczął się on odkładać w okresie subborealnym. Stanowiska 3, 4 i 5 omawiała prof. K. Tomaszewska z Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Były to torfowiska nad Kobylą, już zmieriorowane i porośnięte przez trzęślicę modrą. Złoża torfu do 2,3 m miąższości rozpoczęły się torfami świerkowymi lub mechowiskowymi.

Wieczorem odbyło się ognisko, a rano 22 czerwca nastąpił wyjazd ze Szklarskiej Poręby.

Sławomir Żurek

Instytut Geografii, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy, Kielce

VII Światowy Kongres Międzynarodowej Asocjacji Ekologii Krajobrazu (IALE) Wageningen (Holandia), 8–12 VII 2007 r.

VII Kongres Międzynarodowej Asocjacji Ekologii Krajobrazu miał charakter jubileuszowy. Zorganizowany został w 25 lat od momentu powołania tej organizacji. Naczelnym hasłem kongresu było zastosowanie nauki w praktyce. Wzięło w nim udział ponad 700 osób. Wszyscy uczestnicy wysłuchali 6 zamówionych wykładów plenarnych. Kolejno mówili:

– Ladislav Niko reprezentujący Komisję ds. Środowiska Unii Europejskiej – o regulacjach prawnych ważnych dla tematyki badań ekologiczno-krajobrazowych;

- Peter Bridgewater (Australia) – nt. roli terenów podmokłych w strukturze krajobrazu;
- Keith Kirby (Wielka Brytania) – zastosowania ekologii krajobrazu w gospodarowaniu terenami leśnymi;
- Joan Nassauer (St. Zjednoczone) – *Ekologia krajobrazu i rozwój urbanizacji*;
- Jaques Baudry (Francja) – *Ekologia krajobrazu i rolnictwo*;
- John Wiens (St. Zjednoczone) – *Ekologia krajobrazu i bioróżnorodność*.

Pozostałe wystąpienia zgrupowano w ramach sympozjów lub otwartych sesji w 10 grupach tematycznych. Podział ten okazał się nie do końca logiczny, a fakt że równocześnie odbywało się często więcej niż dziesięć posiedzeń, nie ułatwiał udziału w obradach. Dlatego przy omawianiu tematyki obrad posługiwano się głównie opublikowanymi streszczeniami wystąpień¹. Obradowano w następujących grupach tematycznych:

1. Krajobraz, użytkowanie ziemi, polityka i zarządzanie krajobrazem. W ramach przypisanych do tej grupy doniesień omawiano wpływ globalizacji na kształtowanie krajobrazu, zrównoważenie krajobrazów rolniczych, bioróżnorodność i percepcję krajobrazu.
2. Środowisko miejskie i transport (wpływ szlaków komunikacyjnych na świat przyrody i funkcjonowanie krajobrazu, zastosowanie zasad ekologii krajobrazu w planowaniu i kształtowaniu terenów zurbanizowanych, ekologia miasta).
3. Sieci ekologiczne, fragmentacja i powiązania w krajobrazie (infrastruktura ekologiczna, planowanie zieleni, genetyka krajobrazu, analiza pokrycia terenu, fragmentacja siedlisk, modelowanie krajobrazu).
4. Ekohydrologia, woda i rzeki (obieg wody, zanieczyszczenia i magazynowanie wody, funkcjonowanie mokradeł, organizmy wodne, użytkowanie ziemi jako czynnik określający środowisko wodne).
5. Monitoring i klasyfikacja krajobrazu (schematy klasyfikacji krajobrazu, podziały krajobrazowe wybranych regionów, modelowanie krajobrazu, monitoring krajobrazu).
6. Krajobraz kulturowy, kształtowanie krajobrazu (zmiany pokrycia terenu, bioróżnorodność krajobrazów kulturowych, pożary jako czynnik kształtujący krajobraz).
7. Ocena zmian krajobrazu (zmiany użytkowania terenu, przekształcenia krajobrazów rolniczych, ocena zmian na podstawie materiałów kartograficznych i źródeł historycznych).
8. Wpływ zmian globalnych (zależność fragmentacji krajobrazu od zmian klimatu i wpływ tych zmian na charakter terenów podmokłych, modelowanie zmian globalnych i ich skutków).
9. Koncepcje planowania i kształtowania krajobrazu (teoretyczne założenia rozwoju zrównoważonego, modele i prognozy zmian krajobrazu, ocena i kształtowanie krajobrazu).
10. Lasy, roślinność i krajobraz (fragmentacja terenów leśnych, zmiany bioróżnorodności, ekologia leśna, zarządzanie krajobrazami leśnymi).

W materiałach kongresowych doszukać się można jeszcze jednej grupy tematycznej zatytułowanej „Krajobrazy dla życia”. Reprezentowały ją wyłącznie postery poświęcone w większości renaturalizacji krajobrazu.

¹ R.G.H. Bunce, R.H.G. Jongman, L. Hojas, S. Weel (red.), 2007, “25 years Landscape Ecology: Scientific Principles in Practice”. *Proceedings of the 7th IALE World Congress 8–12 July, Wageningen, The Netherlands – Part 1 and 2*, IALE Publication Series, 4.

W ramach kongresu odbyło się również kilkanaście warsztatów, o bardzo zróżnicowanej tematyce, np.: „Globalny system Ziemi”, „Metody oceny i kartowania funkcji krajobrazu”, „Zmiany krajobrazu w tropikalnych lasach Brazylii”.

Każdy uczestnik kongresu miał możliwość udziału w jednej z 15 jednodniowych wycieczek.

Jak z tego pobieżnego przeglądu wynika, na kongresie prezentowane były doniesienia specjalistów reprezentujących różne dyscypliny, nie zawsze mieszczące się w ramach kierunku krajobrazowego. Potwierdza to fakt, że ekologia krajobrazu traktowana jest jako pojemne pole badawcze, a nie jako ściśle ograniczona dyscyplina ze swoistymi metodami badań. Zwraçała też uwagę bardzo duża aktywność Altery – badawczego instytutu zajmującego się środowiskiem przyrodniczym, usytuowanego w ramach Uniwersytetu w Wageningen. Altera grupuje dobrych specjalistów wykształconych w różnych ośrodkach naukowych i prowadzi badania zarówno ściśle poznawcze, jak i ukierunkowane praktycznie. Jej pracownicy biorą udział w zespołach badawczych w wielu krajach na świecie i występowali jako autorzy bądź współautorzy znaczącej liczby doniesień prezentowanych na kongresie. Na podkreślenie zasługuje też aktywny udział Rosjan, jako że we wcześniejszych kongresach odgrywali oni znikomą rolę. W Wageningen reprezentanci różnych ośrodków naukowych z Rosji przedstawili dużą liczbę referatów, w tym kilka znaczących. Prezentowali też specjalnie na kongres przygotowane angielskojęzyczne wydawnictwo, w którym przedstawiony został dorobek rosyjskiej nauki o krajobrazie².

W czasie trwania kongresu odbyło się walne zgromadzenie poświęcone sprawozdaniu ustępującego zarządu i prezentacji nowego. Prezydentem Międzynarodowej Asocjacji Ekologii Krajobrazu na 4-letnią kadencję został w wyniku korespondencyjnych wyborów Bruce Jones, geograf zatrudniony w służbie geologicznej Stanów Zjednoczonych Ameryki Północnej. Ogłoszono również, że kolejny kongres światowy IALE odbędzie się w Chinach w 2011 r., a kongres europejski w Salzburgu w 2009 r. Odbyło się także posiedzenie Rady IALE, której działalność została wznowiona po paroletniej przerwie. Rada stanowi zaplecze dla zarządu, a jej głównym zadaniem jest dbałość o interesy organizacji regionalnych IALE i ułatwianie ich współpracy. Rada przygotowuje również wybory do zarządu i w miarę potrzeby inicjuje zmiany statutu.

Udział Polski był skromny – w kongresie uczestniczyły zaledwie trzy osoby. Prezentowana była powielona informacja o działalności Polskiej Asocjacji Ekologii Krajobrazu, w której uwypuklono przede wszystkim działalność konferencyjną i edytor-ską. Co roku w Polsce odbywają się przynajmniej dwie konferencje poświęcone aktualnym problemom z dziedziny ekologii krajobrazu, a w ramach utworzonej w 1996 r. serii „Problemy Ekologii Krajobrazu” ukazało się już 19 bogato ilustrowanych tomów.

Kongres był okazją do wręczenia kilku starszym stażem członkom Asocjacji nagrody „IALE Distinguished Scholarship Award”. Wśród odznaczonych był również autor niniejszego sprawozdania.

Andrzej Richling

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

² K.N. Dyakonov, N.S. Kasimov, A.V. Khoroshev, A.V. Kushlin (red.), 2007, *Landscape Analysis for Sustainable Development*, Moscow.

II Międzynarodowe Terenowe Sympozjum „Torfowiska zachodniej Syberii i cykle węgla: przeszłość i terażniejszość” Chanty-Mansijsk, 24 VIII–2 IX 2007 r.

W sześć lat po I Międzynarodowym Sympozjum Terenowym Torfowisk na Syberii Zachodniej w Nojabrsku¹, odbyło się drugie, tym razem w Chanty-Mansijsku, u ujścia Irtyszu do Obu. Jego organizatorzy – to Państwowy Uniwersytet Jugra w Chanty-Mansijsku, Instytut Gleboznawstwa i Agrochemii Syberyjskiego Oddziału Rosyjskiej Akademii Nauk w Nowosybirsku, Syberyjski Instytut Przyrodoznawstwa i Ochrony Środowiska w Niżniewartowsku, Uniwersytet w Tomsku i Departament Ochrony Środowiska Autonomicznego Okręgu Jugra w Chanty-Mansijsku. Sympozjum odbywało się w budynku miejscowego uniwersytetu i przygotowane zostało głównie przez zespół prof. E.D. Łapsziny, która przeniosła się tutaj z Uniwersytetu w Tomsku. Wzięło w nim udział 68 uczestników (oraz 6 osób obsługi), w tym 23 osoby z zagranicy (Anglia, Australia, Czechy, Holandia, Japonia, Niemcy, Polska, Węgry i USA). Z Polski przyjechały, oprócz autora sprawozdania, 3 osoby: dr Mariusz Rzętała i dr Tadeusz Molenda z Zakładu Hydrologii Uniwersytetu Śląskiego oraz doktorantka z Zakładu Botaniki Środowiskowej Uniwersytetu Warszawskiego – mgr Ewa Jabłońska.

Obrazy rozpoczęły się 27 sierpnia. Do obiadu trwało posiedzenie plenarne, w trakcie którego wygłoszono 5 referatów. Po oficjalnych powitaniach prof. S.E. Womperski, dyrektor Instytutu Leśnictwa Rosyjskiej Akademii Nauk i przewodniczący sympozjum wygłosił referat na temat metodologii badań współczesnej akumulacji torfu. Przedstawił różnorakie trudności przy określaniu pierwotnej produkcji netto roślinności, przy kamealnych metodach badania wymiany gazowej w torfie (CO_2CH_4), badaniach bilansu węgla czy datowaniach powierzchniowej warstwy torfu. Prace prowadzone pod kierunkiem autora wykazały, że w ostatnich 30 latach datowanych metodą szyjki korzeniowej sosny w 3 różnych pod względem zalesienia torfowiskach szybkość akumulacji torfu okazała się prawie równa i wahała od 241 do 290 $\text{g m}^{-2} \text{rok}^{-1}$ suchej masy. R.S. Klymo z Uniwersytetu w Londynie mówił o dyfuzji i przepływie gazów torfowych (CH_4CO_2) i rozpuszczonego węgla w 7-metrowym wysokim torfowisku szkockim Ellergower Moss. Po pobraniu całego profilu i zmierzeniu w nim koncentracji gazów po 18 miesiącach okazało się, że wiek rozpuszczonego węgla był około 1 tys. lat młodszy niż torf z tej samej głębokości. Metan i dwutlenek węgla w spągu złoża (9300 BP) był młodszy około 5 tys. lat.

Po przerwie, współorganizator konferencji, prof. W. Bleuten z Uniwersytetu w Utrechcie, współpracujący już 15 lat z zespołami rosyjskich badaczy, zwłaszcza E. Łapsziny, omawiał ewentualny wpływ torfowisk na globalne ocieplenie. Według różnych szacunków, z których najnowszy prezentował na sympozjum prof. A.A. Wieliczko z Instytutu Geografii RAN, torfowiska zajmują w zachodniej Syberii 59 mln ha. Badania pierwotnej produkcji, szybkości rozkładu torfu i roślin, szybkości akumulacji torfu i przepływu dwutlenku węgla i metanu w torfie prowadzono w głównych typach torfowisk na 6 stanowiskach kluczowych (lasotudra, północna, środkowa i południowa tajga). Produkcja pierwotna wynosi od 150 do 500 $\text{g cm}^{-2} \text{rok}^{-1}$, wzrastając od lasotun-

¹ Sprawozdanie zob.: Przegląd Geograficzny, 74, 2, 2002, s. 309–316.

dry do południowej tajgi. Bilans węgla z wyłączeniem jego strat przez odpływ wynosił 30-70 g cm⁻² rok⁻¹. Rezultaty symulacji wskazują, że akumulacja węgla w torfowiskach będzie wzrastać, zmniejszając efekty ocieplenia. A. Wieliczko, we współpracy z zespołem z Uniwersytetu Los Angeles, zestawił wszystkie dostępne dane w ramach bazy GIS dotyczące powierzchni (59,2 mln ha) zasobów torfu (147,82 Pg) i zawartości węgla (70,21 PgC) w torfowiskach zachodniej Syberii. Na poprzednim sympozjum syberyjskim powierzchnię torfowisk oceniano na 102 mln ha². Wyjątkowo zgodne z nowymi ocenami są dane dotyczące powierzchni torfowisk z torfem powyżej 30 cm (58,3 mln ha) zestawione z mapy glebowej RSFSR 1:2 500 000 przez Womperskiego³. Zestawiając mapę typów torfowisk zachodniej Syberii w skali 1:2 500 000 A. Peregon w wystąpieniu w Chanty-Mansijsku powierzchnię torfowisk ocenił na 68,6 mln ha.

W ostatnim wystąpieniu plenarnym T.J. Minajewa i A.A. Sirin omówili aktualny stan torfowisk w Rosji, ich użytkowanie i ochronę. Torfowiska zajmują w Rosji 139 mln ha, a razem z glebami zabagnionymi miąższości torfu poniżej 30 cm – 230 mln ha, pokrywając ponad 20% powierzchni kraju. 85% torfowisk znajduje się w azjatyckiej części Rosji, z tego połowa na Nizinie Zachodniosyberyjskiej. Zmarzlinowe torfowiska poligonalne i palsa pokrywają 5,3% i 14,6%, torfowiska wysokie, przejściowe i niskie rozprzestrzeniają się odpowiednio na 18,8%, 30%, i 18,3% powierzchni, a kompleksy grzędowo-dolinkowe i grzędowo-jeziorne zajmują 7,2% i 5,8% w ogólnej powierzchni torfowisk w kraju. Omówiono problem eksploatacji torfowisk (1,5 mln ha), rolniczego odwadniania (5,1 mln ha) i odwadniania lasów (4,0 mln ha). Ochrona torfowisk w rezerwach i parkach narodowych objęła 700 tys. ha, a wewnątrz syberyjskich naturalnych obszarów specjalnej troski znajduje się około 3,5 mln ha torfowisk.

Po południu trwały równoległe obrady sekcji 1 (paleoekologia i współczesna dynamika północnych torfowisk) oraz sekcji 3 (biologiczna produktywność i akumulacja węgla). Omówię bardziej interesujące geografów referaty i postery prezentowane w sekcji 1, w której dyskusją kierowali A. Wieliczko i S. Żurek.

Referat na temat przestrzenno- czasowych związków torfowisk z lasami tajgi wygłosiła T.K. Jurkoska z Instytutu Botaniki RAN w Petersburgu. Torfowiska rozszerzające się w ciągu ostatnich 10 tys. lat wnoszą wielki wkład w zwiększanie bioróżnorodności i w wyniku funkcji hydrologicznej trwałości leśnych ekosystemów.

N.K. Panowa z Ogrodu Botanicznego RAN w Jekaterinburgu mówiła o tworzeniu się zmarzlinowych, płytkich torfowisk i zmianach roślinności przypolarnego Uralu, w strefie lasotundry i północnej tajgi. Badania pyłkowe, paleobotaniczne i radiowęglowe pozwoliły na określenie warunków klimatycznych od okresu preborealnego (chłodny i suchy) poprzez wyraźne ocieplenie okresu borealnego prowadzące do rozwoju torfowisk niskich i degradacji wiecznej zmarzliny. W najbardziej ciepłym okresie atlantyckim rozwinęły się sfagnowe torfy wysokie i przejściowe turzycowo-sfagnowe. Ochłodzenie okresu subborealnego (3700–3900 lat BP) spowodowało przemarzanie torfowisk i przerwanie ich rozwoju.

² Jefremov S.R., Jefremova T.T., 2001, *Stocks and forms of deposited carbon and nitrogen In bog ecosystems of West Siberia*, [w:] *Proceedings International Field Symposium*, Agenstvo Sibprint, Nowosybirsk, s. 148–151.

³ Vomperski S.E. i inni, 1999, *Zabolocennost territorii Rosii kak faktor sviazywanija atmosferno-gugleroda*, [w:] S.V. Vasiljev, A.A. Titljanova, A.A. Veličko (red.), *Globalnyje izmientienija prirodnoj sredy i klimata*, Ministerstvo Nauki i Tiechnologij Rossijskoj Federacii, Moskwa, s. 124–145.

Podobny był temat referatu J. Preis z Tomska, która zajęła się regionalnym zróżnicowaniem procesu zatorfienia w warunkach kontynentalnego klimatu środkowej i południowej tajgi Zachodniej Syberii. W przeciwieństwie do autogenicznego typu „narymskiego” torfowisk wysokich, o których pisali Bronzov (1930) i Cinzerling (1938), typ „ob-irtyszski” wiąże się z klimatogennym typem zatorfienia, dla którego charakterystyczne są częste katastroficzne zmiany wodnego reżimu i zbiorowisk roślinnych oraz przerwy w odkładaniu się torfu, związane z ochłodzeniami i ociepleniami okresu subborealnego i subatlantyckiego. Początek ochłodzeń autorka datuje na 4600 lat BP. J. Preis z trzema współautorkami pokazała na posterze współczesną akumulację torfu i węgla datowaną metodami ^{210}Pb i ^{137}Cs . Na siedmiu typowych fragmentach torfowisk wysokich i przejściowych południowej tajgi ustalono, że w ciągu 100-letniego okresu akumulowało się 19–58 cm lub 4,6–22,4 kg m⁻² torfu i 2,2–9,9 kg m⁻² węgla. Przedstawione następnie szczegółowe dane dotyczące szybkości akumulacji wskazują na jej wielkie zróżnicowanie w mikrosiedliskach. Zatorfienie i zmiany roślinności na diagramach pyłkowych Zachodniej Syberii (Borisova, Zelikson, Novenko) podobne są nieco do obrazu dla Uralu – rozwój torfowisk niskich w preboreale i atlantyku, a torfowisk wysokich w subboreale i subatlantyku (ochłodzenie i zwilgotnienie).

Na jednym z posterów tej sekcji przedstawiono holoceniński rozwój i genezę torfowiska Żabieniec koło Łodzi zapisany w 10-metrowej serii torfu i gytii, poddanej badaniom paleobotanicznym (Balwierz, Kloss, Żurek) i paleozoologicznym (Lamentowicz, Pawłowski) oraz geologicznym (Forysiak, Twardy) i archeologicznym (Kittel) w otoczeniu torfowiska.

Wieczorem tego dnia pod kierunkiem V.V. Panova odbyła się dyskusja „okrągłego stołu” na temat wpływu wydobywania ropy i gazu na torfowiska i prób rekultywacji zdegradowanych obszarów. Większość czasu zajęło jednak kilka wprowadzających do dyskusji referatów.

Referaty sekcji 2 (ekologia torfowisk i ich rola w ochronie biologicznej różnorodności) i sekcji 4 (przepływ metanu i dwutlenku węgla w torfie) odbywały się równolegle 29 sierpnia do południa. W obradach sekcji 2, kierowanej przez A. Sirina, wygłosili referaty głównie goście zagraniczni, m.in. pokazano poster o zabagnianiu wyeksploatowanych piaskowni śląskich (Molenda, Rzętała, Chmura).

Po południu odbyło się końcowe posiedzenie sympozjum pod kierunkiem A. Wieliczki, na którym przedstawiciele poszczególnych sekcji zreferowali najważniejsze rezultaty, odbyła się ogólna dyskusja i przyjęto rezolucję podsumowującą sympozjum i podkreślającą rolę badań uniwersytetu w Chanty-Mansijsku nad bilansem węgla w bagiennych ekosystemach Zachodniej Syberii i jego rolę w globalnych zmianach klimatu. Wieczorem zwiedzano organizującą się międzynarodową polową stację badawczą we wsi Szapsa, 30 km na południe od miasta, wyposażoną w najnowsze instrumenty i aparaturę badawczą do realizacji prac, które były przedmiotem sympozjum. W stacji przygotowano również niecałkiem polową kolację dla uczestników.

W odróżnieniu od poprzedniego sympozjum w Nojabrsku, gdzie codziennie przez trzy dni odbywały się wycieczki na torfowiska, tu poświęcono im tylko jeden dzień – 28 czerwca. 60 km na wschód od Chanty-Mansijska oglądaliśmy typowe dla środkowej tajgi torfowisko Kukuszki, leżące na 2 nadzalewowym tarasie Obu, 20–30 m wyżej od doliny zalewowej. Od szosy przechodziliśmy 3 km przez sosnowo-krzewinkowo-

sfagnową część torfowiska wysokiego Rjam nad brzeg wielkiego śródbagiennego jeziora. Na postoju przeznaczonym na posiłek (fot. 1) omówiono 3-letnie wyniki prowadzonych tutaj badań nad emisją bagiennych gazów, produktywnością ekosystemów, hydrologią, florą i roślinnością. Powrót odbył się inną, dłuższą drogą, prowadzącą przez najbardziej uwodnione trzęsawiska bagnicowo-sfagnowe z licznymi jeziorkami, przejściowe przepływowe torfowiska turzycowo-sfagnowe i radialnie wydłużone sosnowo-krzewinkowe wysepki z brzoza karłowatą i Chamedafne. Kto nie miał bardzo wysokich butów gumowych szedł, jak autor, bosy, inni dopiero na szosie wylewali z butów wodę.



Fot. 1. Sesja obiadowa na torfowisku wysokim nad jeziorem śródtorfowym
(fot. N.K. Panova)

Przed sympozjum odbyła się 3-dniowa wycieczka do chronionego obszaru Ramsar „Jelizarovskij Park”, położonego na tarasie zalewowym Obu, po połączeniu z Irtyszem. Małymi łodziami zwiedzano mokradła i zalewane torfowiska doliny o szerokości 40–50 km. Po sympozjum odbyła się 4-dniowa wycieczka 350 km na zachód od Chanty-Mansijska do parku przyrody „Jeziora Kondinskie”. Torfowiska zajmują tam 50% powierzchni, a dominują przejściowe i niskie (leśne).

Sympozjum w Chanty-Mansijsku, przeprowadzone organizacyjnie bardzo sprawnie, pokazało zarówno postęp w badaniach największego obszaru bagiennego planety, rozciągającego się na 2500 km południkowo i 900 km równoleżnikowo, jak i rozszerzającą się współpracę Rosji z ośrodkami zagranicznymi. Pokazało również, że z badań jakościowych dotyczących flory i roślinności torfowisk punkt ciężkości przesuwają się stopniowo na badania produkcji pierwotnej oraz badania paleoekologiczne dotyczące szybkości

i czynników zabagniania. Dobitym tego przykładem jest książka prof. S.W. Wasiljewa⁴, organizatora pierwszego sympozjum w Nojabrsku, a zmarłego kilka miesięcy później, którą otrzymał każdy z uczestników.

Sławomir Żurek

Instytut Geografii, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy, Kielce

60 lat Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu (1947–2007)

W dniach 11–13 października 2007 r. Zakład Klimatologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu święcił 60-lecie działalności. Z tej okazji odbyła się Międzynarodowa konferencja naukowa pt. „Klimat ziem polskich w czasach historycznych na tle klimatu Europy”. Zorganizowały ją, oprócz Zakładu Klimatologii UMK, Muzeum Okręgowe w Toruniu oraz Oddział Pomorski Polskiego Towarzystwa Geofizycznego.

Konferencję rozpoczęła uroczysta sesja jubileuszowa w Sali Mieszczańskiej gotyckiego Ratusza Staromiejskiego w Toruniu. Historię Zakładu Klimatologii UMK przedstawił jego wieloletni kierownik, emerytowany profesor Gabriel Wójcik. Korzenie Zakładu sięgają 1 kwietnia 1947 r., kiedy to powołano Katedrę Meteorologii i Klimatologii na Wydziale Matematyczno-Przyrodniczym UMK. Jej organizatorem i pierwszym kierownikiem był prof. Władysław Gorczyński, klimatolog znany zwłaszcza w dziedzinie badań aktynometrycznych. Po jego śmierci (1953 r.) wykłady z meteorologii i klimatologii prowadzili prof. Stefan Majdanowski, doc. Eugeniusz Hohendorfer, doc. Janusz Paszyński i prof. Henryk Mitosek. W wyniku reorganizacji Uniwersytetu, w dniu 1 XII 1969 r. powstał Zakład Klimatologii UMK, którego kierownikiem została doc. Ludmiła Roszko, a od 1977 r. dr hab. Gabriel Wójcik. Po przejściu prof. G. Wójcika na emeryturę (2000 r.) Zakładem kieruje prof. dr hab. Rajmund Przybylak. Obecnie w Zakładzie pracuje 6 osób i 2 doktorantów. Dotychczas stopień doktora uzyskało w nim 9 osób, a 2 habilitacje.

Zakład Klimatologii UMK prowadzi szeroko zakrojone prace badawcze oraz działalność dydaktyczną. Naturalnym obszarem badań Zakładu jest Polska Północna. Opracowania klimatologiczne dotyczące tego obszaru oparte są na danych zarówno archiwalnych, jak i zebranych we własnych stacjach pomiarowych: w Siemionkach n. Gopłem, w rezerwacie „Las Piwnicki” oraz w Koniczynie i Toruniu. Na stacjach tych prowadzono badania topoklimatyczne (zwłaszcza miasta Torunia), pomiary aktynometryczne oraz badania w ramach Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego. Pracownicy Zakładu Klimatologii UMK prowadzą również badania poza granicami kraju: na Islandii, Spitsbergenie (Hornsund, Kaffiøyra), w Antarktyce (Stacja A.B. Dobrowolskiego, Stacja H. Arctowskiego) oraz w Iraku, Nepalu i Tanzanii. W ostatnich latach, zgodnie ze współczesnymi kierunkami badań klimatologicznych, pracownicy Zakładu zaangażowali się w badania zmian i wahań klimatu, oparte na danych instrumentalnych oraz pośrednich, takich jak źródła historyczne, dane dendroklimatologiczne i geofizyczne. Ponadto w Zakładzie prowadzone są badania z zakresu aktynometrii, biometeorologii i bioklima-

⁴ Vasiljev S.V., 2007, *Lesnyje i bolotnyje landšafy Zapadnoj Sybirii*, Instytut Počvoviedienija i Agrochimii RAN, Tomsk.

tologii. Od 1992 r. w Zakładzie zrealizowano lub realizuje się 13 projektów badawczych (granty KBN), a dotychczasowe wyniki przedstawiono w 584 publikacjach (1947–2007), z których 9 to wydawnictwa książkowe.

W ramach działalności dydaktycznej pracownicy Zakładu Klimatologii prowadzą na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika zajęcia z zakresu meteorologii i klimatologii dla studentów geografii, ochrony środowiska, turystyki i rekreacji oraz na wyższych studiach zawodowych. W 60-letniej historii Zakładu Klimatologii wypromowano 300 magistrów i 14 licencjatów. Historię Zakładu przedstawiono w jubileuszowej książce pt. *Działalność naukowa i dydaktyczna Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii UMK w Toruniu w latach 1947–2007* pod redakcją R. Przybyłaka, M. Kejny i K. Marciniaka.

Po wystąpieniu prof. G. Wójcika, w dalszej części sesji, swoje wspomnienia przedstawił prof. Janusz Paszyński, który prowadził w Toruniu wykłady w latach 1958–1960. Na zakończenie tej sesji na ręce kierownika Zakładu, R. Przybyłaka, przedstawiciele szeregu instytucji złożyli listy gratulacyjne oraz życzenia dalszej owocnej działalności naukowej i dydaktycznej.

Następnie odbyła się część naukowa obchodów jubileuszowych. Celem obrad była prezentacja dotychczasowych osiągnięć nauki w zakresie klimatologii historycznej ziem polskich na tle klimatu Europy na podstawie badań klimatologicznych, historycznych, dendroklimatologicznych, paleolimnologicznych, geofizycznych, geomorfologicznych i innych. W konferencji uczestniczyło ponad 100 osób, z Polski oraz z zagranicy – z Czech, Kanady, Norwegii, Słowacji, Stanów Zjednoczonych, Szwajcarii, Ukrainy i Włoch (fot. 1).



Fot. 1. Uczestnicy konferencji naukowej „Klimat ziem polskich w czasach historycznych na tle klimatu Europy”, Toruń, 11–13 X 2007 r. (fot. B. Pawłowski)

W ramach sesji plenarnych zaproszono prof. Raymonda Bradleya (USA), prof. Rudolfa Brázdila (Czechy), prof. Vladimira Klimenko (Rosja), dr. Jürga Luterbachera (Szwajcaria) i dr. Jacka Majorowicza (Kanada) do wygłoszenia referatów wprowadzających z poszczególnych dziedzin klimatologii historycznej. Po przedstawieniu aktualnego stanu wiedzy na temat zmienności klimatu w czasach historycznych, dalsze obrady toczyły się sesjach tematycznych: „Rekonstrukcje klimatu na podstawie danych historycznych”, „Rekonstrukcje dendroklimatologiczne”, „Zmiany klimatu na podstawie danych instrumentalnych”, „Hydrologiczne skutki zmian klimatu” oraz dwóch sesjach plenarnych.

W sumie w czasie obrad przedstawiono 36 referatów. Ożywione dyskusje toczyły się na sesji posterowej, na której zaprezentowano 26 posterów. Na konferencję wydano tom streszczeń referatów i posterów. Pełne teksty referatów opublikowano przez wydawnictwo Springer w tomie pt. *Climate in Poland in Historical Times in Relation to the Climate of Europe* oraz w wydawnictwie UMK pt. *The Bulletin of Geography (Physical Geography Series)*.

Na zakończenie konferencji uczestnicy mieli możliwość zwiedzenia Centrum Astronomii UMK w Piwnicach z największym w Europie środkowej radioteleskopem oraz teleskopami optycznymi. Niezapomniane wrażenia wywarła toruńska starówka oraz uzdrowisko Ciechocinek, ze specyficznym, „morskim” klimatem w otoczeniu największych w Polsce łąk.

Obchody jubileuszu powstania Zakładu Klimatologii UMK uświadomiły uczestnikom konieczność rozwijania badań nad klimatem odległych epok przy wykorzystaniu danych instrumentalnych i informacji pośrednich, a udokumentowana zmienność klimatu w przeszłości pozwala nam zrozumieć zarówno współczesny stan systemu klimatycznego, jak i jego dalszą ewolucję.

Marek Kejna
Instytut Geografii UMK, Toruń

Jubileusz Stacji Naukowo-Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku

W 2008 r. mija 40 lat funkcjonowania Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN w Szymbarku. W tym czasie prowadzone były różnokierunkowe badania, zgodnie z celem postawionym przed założeniem Stacji – badaniami obiegu wody i substancji w środowisku gór niskich i pogórzy. Pierwsze prace badawcze, polegające głównie na kartowaniu geomorfologicznym i hydrograficznym pogranicza Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego, rozpoczęto wcześniej – jesienią 1965 r. Zaangażowanie pracowników Stacji, często we współpracy z innymi jednostkami badawczymi polskimi i zagranicznymi, dało efekt w postaci licznych publikacji, wzbogacających stan wiedzy z zakresu geomorfologii, hydrologii, klimatologii, hydrochemii, geologii, geoekologii i geografii gleb. Od początku istnienia Stacja związana jest z Zakładem Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn IGiPZ PAN w Krakowie.

W dniach 14–16 maja 2008 r. na Stacji Naukowo-Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku odbyła się Konferencja Jubileuszowa z okazji 40-lecia jej działalności naukowej, połączona z XVIII Ogólnopolskim Sympozjum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego. Uczestniczyło w niej blisko 80 osób z ośrodków uniwersyteckich, parków narodowych i firm zajmujących się szeroko rozumianą ochroną środowiska. Zaznaczyli też swój udział przedstawiciele władz lokalnych: powiatowych i gminnych.

Konferencję rozpoczęło wystąpienie Kierownika Stacji dr. Witolda Bochenka, który powitał przybyłych uczestników, szczególnie osoby związane ze Stacją od początku Jej istnienia: prof. Leszka Starkła, dr. Eugeniusza Gila – wieloletniego Kierownika Stacji, dr. Andrzeja Welca, mgr. Leonarda Daukszę. Dr Bochenek przypomniał Osoby, które przedwcześnie odeszły, lecz wywarły istotny wpływ na kierunki badań prowadzonych w naszej placówce na przestrzeni 40 lat.

Uroczystego otwarcia Konferencji dokonał Zastępca Dyrektora IGiPZ PAN ds. Naukowych doc. dr hab. Marek Degórski, który zarysował problematykę badań stacjonarnych, prowadzonych w ramach IGiPZ PAN. Starosta Gorlicki mgr Miroslaw Wędrychowicz oraz Wójt Gminy Gorlice mgr Ryszard Guzik złożyli gratulacje za wieloletnią działalność naukową Stacji, życząc dalszych sukcesów w następnych latach.

W referacie inauguracyjnym prof. Leszek Starkel przybliżył zakres badań stacjonarnych na obszarze Karpat Polskich. Oprócz L. Starkła, do wygłoszenia referatów zostali zaproszeni: doc. dr hab. Marek Degórski, prof. dr hab. Wojciech Froehlich, prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski, prof. dr hab. Jan R. Ołędzki i dr Eugeniusz Gil.

W dalszej części Konferencji referaty zostały wygłoszone według porządku tematycznego: referaty z zakresu meteorologii, zanieczyszczeń powietrza i opadów, geomorfologii, hydrologii, hydrochemii, teledetekcji satelitarnej i przyrody żywej. Każda z sesji kończyła się dyskusją i wymianą poglądów na temat stosowanych metod badawczych i wyników. Łącznie wygłoszono 47 referatów i zaprezentowano 14 posterów.

Oprócz wymiaru ściśle naukowego, Konferencja skłaniała do wspomnień i podziękowań za wieloletnią, wytrwałą i trudną pracę. W czasie uroczystej kolacji dr Eugeniusz Gil przedstawił w sposób przekrojowy zakres zainteresowań badawczych Stacji w okresie jej działalności i najważniejsze wyniki.

W ramach Konferencji odbyła się sesja terenowa, której celem było przybliżenie specyfiki środowiska przyrodniczego, historii i kultury tej części Polski. Uczestnicy odwiedzili: Skansen Naftowy w Gorlicach, cmentarz wojskowy nr 60 na Przełęczy Małastowskiej, na którym pogrzebani są żołnierze walczący w tzw. Ofensywie Gorlickiej w 1915 r., cerkiew greckokatolicką w Kwiatoniu, uzdrowisko Wysowa-Zdrój, zbiornik wodny Klimkówka i dwa monitorowane obiekty osuwiskowe w Hańczowej i Szymbarku.

Witold Bochenek

Stacja Naukowo-Badawcza IGiPZ PAN, Szymbark

Informacja dla Autorów

Przegląd Geograficzny publikuje oryginalne prace teoretyczne, metodologiczne i empiryczne (**niebędące typowymi przyczynkami ani wstępnymi wynikami badań, zwłaszcza empirycznych**) z zakresu szeroko pojmowanej problematyki geograficznej i przestrzennego zagospodarowania kraju. Zapraszamy Autorów do współpracy z naszym kwartalnikiem przez nadsyłanie wartościowych artykułów i notatek, materiałów dyskusyjnych, recenzji (w tym oprogramowania geograficznego) oraz sprawozdań. Przestrzeganie poniższych zaleceń formalnych usprawni prace redakcyjne i przyczyni się do szybszej publikacji nadsyłanych materiałów.

Uwagi ogólne. Prosimy o przesyłanie tekstu w postaci wydruku komputerowego, w trzech egzemplarzach, oraz kserokopii ilustracji, również w trzech egzemplarzach. Tekst powinien być napisany zwięźle, ale jasno, w dowolnej wersji edytora MS Word for Windows i mieć następującą objętość: artykuł – 4000–6000 słów, wyjątkowo – jeśli temat tego wymaga – nieco dłuższy; notatka i materiał dyskusyjny – do 4000 słów; recenzja i sprawozdanie – 800–1200 słów. Powyższe objętości obejmują również piśmiennictwo, przypisy, streszczenie angielskie i tabele. Tekst powinien być wydrukowany jednostronnie z podwójną interlinią i szerokimi (4 cm) marginesami. Autorzy-obcokrajowcy proszeni są o nadsyłanie zweryfikowanych tekstów w języku angielskim, gdyż w tym języku będą publikowane ich prace.

Strona tytułowa. Na pierwszej stronie prosimy w kolejności umieścić: tytuł pracy w języku polskim, tytuł w języku angielskim, imię i nazwisko Autora(-ów), afiliację, adres(y), e-mail(e), zarys treści (nie dłuższy niż 100 słów), słowa kluczowe. Nie więcej niż sześć słów kluczowych, podanych w osobnym wierszu, powinno dotyczyć: jedno – tematu, jedno – obszaru, jedno – metody badawczej, oraz trzy inne. Dane Autora(-ów) nie powinny pojawiać się w innym miejscu pracy, gdyż jest ona anonimowo przesyłana do co najmniej dwóch recenzentów.

Tekst nie powinien zawierać wyróżnień ani podkreśleń. Śródtytuły, ograniczone raczej do pierwszego i drugiego rzędu, można zaznaczyć ołówkiem na marginesie. Prosimy o ograniczenie liczby i objętości przypisów do niezbędnego minimum. Przypisy, numerowane kolejno, należy umieścić na osobnej kartce. Ilustracji i tabel nie należy wklejać do tekstu, lecz drukować je na oddzielnych stronach. W tekście można zaznaczyć proponowane miejsce ich zamieszczenia. W tekście opracowania, przy powoływaniu się na piśmiennictwo, należy podawać nazwisko autora oraz rok publikacji, np. (Nowak, 1999; Kowalski, 2000) lub według A. Nowaka (1999), a przy cytowaniu również numer strony, np. według A. Nowaka (1999, s. 5). W powołaniach na więcej prac tego samego autora, które ukazały się w tym samym roku podaje się: (Bunge, 1987a, b). W przypadku wspólnej publikacji dwóch autorów podaje się: (Marshall i Wood, 1995), a trzech i więcej autorów: (Ford i inni, 1996). W wykazie piśmiennictwa, jednakże, należy podać wszystkich autorów. Konieczna jest pełna zgodność nazwisk i roku publikacji w tekście i w wykazie piśmiennictwa.

Piśmiennictwo, ograniczone do literatury cytowanej, w porządku alfabetycznym, zamieszczone na osobnych kartkach, należy opracować bez skrótów, według poniższego wzoru:

• artykuły w czasopismach:

Grobelska H., 1999, *Plejstocen Białorusi*, Przegląd Geograficzny, 71, 4, s. 447–469.

• rozdziały w pracach zbiorowych:

Easton G., 1992, *Industrial network: a review*, [w:] B. Axelsson, G. Easton (red.), *Industrial Networks: A New View of Reality*, Routledge, London-New York, s. 3–27.

• serie wydawnicze:

Kielczewska-Zaleska M., 1956, *O powstawaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego*, Prace Geograficzne, IG PAN, 5, Warszawa.

• książki, monografie:

Ebdon D., 1995, *Statistics in Geography*, Blackwell, Oxford, 2 wyd.

Kozłowski S. (red.), 1988, *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław.

Mały słownik odmiany nazw własnych, 2002, red. A. Cieślowska, Instytut Języka Polskiego PAN, Kraków.

- prace niepublikowane:

Szawlowska H., 1990, *Przemiany własnościowe w handlu*, Instytut Rynku Wewnętrznego i Konsumpcji, Warszawa, maszynopis powielony.

W przypadkach wątpliwych (np. Occasional papers) prosimy podawać wszystkie dane bibliograficzne.

Tabele powinny być opracowane podobnie jak w bieżących zeszytach kwartalnika, najlepiej w programach MS Word lub Excel. Każda tabela powinna zawierać zwięzły tytuł (w języku polskim i angielskim) i kolejny numer (u góry) oraz źródło danych (u dołu). Główna tabeli powinna być dwujęzyczna. Prosimy nie stosować edycji ramek, cieniowania wierszy i kolumn, itp. Każdą tabelę prosimy wydrukować na osobnej stronie i zapisać na dyskiecie w łatwym do odczytania formacie.

Ilustracje. Fotografie powinny być wykonane na odpowiednim poziomie technicznym, a mapy – zgodnie z zasadami kartografii. Wykresy, diagramy i mapy, opisane jako ryciny, powinny mieć jednolitą numerację (numery rycin zaznaczone ołówkiem na odwrocie); tytułów nie należy umieszczać na rycinach. Objasnienia fotografii i rycin, w języku polskim i angielskim, powinny być umieszczone na osobnej kartce. Objasnienia legendy map (w jęz. polskim i angielskim) należy w miarę możliwości zamieścić na mapach, a nie w formie odsyłaczy. Wraz z artykułem lub notatką Autor dostarcza trzy egzemplarze kopii ilustracji, a gotowe do reprodukcji oryginały – dopiero po przyjęciu pracy do druku. Przy planowaniu wielkości rycin należy uwzględnić format kwartalnika (B5) i zmniejszenie ich podczas reprodukcji do podstawy 126 mm. Większe ryciny (na wklejkach) będą zamieszczane tylko w wyjątkowych przypadkach. Po wykorzystaniu ilustracje zostaną zwrócone Autorowi tylko na specjalne życzenie.

- Jeśli ryciny opracowane są komputerowo, linie nie powinny być cieńsze niż 0,3 punktu, a symbole i opisy muszą być czytelne nawet po zmniejszeniu. Preferowane programy to CorelDRAW!, Adobe Illustrator, Photoshop; wykresy mogą być opracowane w MS Excel, a czarno-białe również w MS Word. Ryciny opracowane w innych programach powinny być zapisane w formacie EPS lub TIFF (o rozdzielczości nie mniejszej niż 600 dpi). Prosimy o upewnienie się, czy konwersja nie spowodowała pogorszenia jakości rycin.
- Jeśli ryciny opracowane są ręcznie, powinny być w postaci bardzo czytelnego czystorysu, nadającego się do łatwego skanowania. Po zmniejszeniu, grubość linii powinna mieć nie mniej niż 0,2 mm.

Streszczenie. Na osobnej kartce Autor powinien dostarczyć streszczenie w języku angielskim, o ile to możliwe, zweryfikowane przez *native-speaker*. Objętość streszczenia: około 2 strony (1000 słów). Osobno, na końcu tekstu, prosimy dołączyć zarys treści i słowa kluczowe przetłumaczone na język angielski, poprzedzone nazwiskiem Autora i tytułem artykułu – ten fragment potrzebny jest do celów bibliograficznych i należy zapisać go na dyskiecie jako osobny plik.

Akceptacja materiału, zapis elektroniczny. Po uzyskaniu pozytywnych recenzji i wprowadzeniu ewentualnych poprawek do artykułu lub notatki, Autor dostarcza ostateczną wersję materiału wraz z dyskiecią i oryginałami rycin. W przypadku materiałów dyskusyjnych, recenzji i sprawozdań Autor dostarcza dyskiecę równocześnie z tekstem w postaci wydruku komputerowego. W każdym przypadku, wersja drukowana musi być identyczna z zapisem na dyskiecie lub na CD-ROM.

Korekta ogranicza się tylko do poprawienia błędów drukarskich. Wszelkie zmiany tekstu są kosztowne i dlatego prosimy Autorów o dostarczanie wyłącznie dopracowanych tekstów. Korekta powinna być wykonana i zwrócona do Redakcji niezwłocznie. Jeśli korekta nie zostanie zwrócona w ciągu 8 dni, wówczas wykona ją Redakcja.

Pozostałe uwagi. Redakcja zastrzega sobie prawo skracania i adiustacji stylistycznej tekstów. W korespondencji z Redakcją prosimy o korzystanie z poczty elektronicznej (e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl). Po wydrukowaniu, Autor otrzymuje bezpłatnie 25 nadbitków artykułu i notatki, a po kilka egzemplarzy pozostałych materiałów.