

**Hydrogeomorfologia
obszarów źródliskowych
(dorzecze Parsęty, Polska NW)**

UNIwersytet IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU
SERIA GEOGRAFIA NR 92

MAŁGORZATA MAZUREK

Hydrogeomorfologia obszarów źródliskowych (dorzecze Parsęty, Polska NW)



WYDAWNICTWO
NAUKOWE

POZNAŃ 2010

ABSTRACT. Mazurek Małgorzata, *Hydrogeomorfologia obszarów źródłiskowych (dorzecze Parsęty, Polska NW)* [Hydrogeomorphology of channel heads (the Parsęta drainage basin, NW Poland)]. Adam Mickiewicz University Press, Poznań 2010. Seria Geografia nr 92. Pp. 304. Figs 85. Tabs 14. Photos 11. ISBN 978-83-232-2241-5. ISSN 0554-8128. Polish text with a summary in English.

The chief aims of the research conducted in the southern part of the Parsęta drainage basin (NW Poland) are to characterise the organisation of the river system in channel heads and to determine the role of groundwater outflows in their development. The geomorphological, lithological, hydrological and hydrochemical studies performed made it possible to obtain a picture of how channel heads operate in the postglacial zone of the Polish Plain. In the 88 channel heads, zones of occurrence of the following processes were identified: seepage erosion; falls, dry ravel events and slides; creep, solifluction, surface runoff and erosion; channel processes; and landforms created under the impact of plants, animals and humans. The co-occurrence of several morphogenetic processes creates a variety of depositional conditions in alcoves, leading as a result to the accumulation of several sets of deposit. They are a record of headwater erosion and accumulation, fluvial deposition and redeposition, chemogenic and biochemogenic sedimentation, biogenic sedimentation, and sedimentation.

Headwater areas can be divided with respect to landforms of a higher taxonomic order (initial morphological surfaces) into slope, inserted, and scarp types. Each of those three types of headwater alcove has a different mechanism of initiation and development as well as its own way of joining the permanent river network. The development of a river network can proceed towards higher-order channels (downslope development) with a stream extending towards a watershed divide in the case of slope and inserted alcoves, and from a higher-order channel towards the watershed divide (upslope development) in the case of scarp alcoves.

Małgorzata Mazurek – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Zakład Geoekologii, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań; e-mail: Malgorzata.Mazurek@amu.edu.pl

Recenzent: prof. dr hab. Kazimierz Krzemień

© Małgorzata Mazurek 2010

This edition © Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań 2010

Redaktor: Aleksandra Ratajczak

Korektor: Katarzyna Muzia

Redakcja techniczna: Elżbieta Rygielska

ISBN 978-83-232-2241-5

ISSN 0554-8128

WYDAWNICTWO NAUKOWE UNIWERSYTETU IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

61-701 POZNAŃ, UL. FREDRY 10

www.press.amu.edu.pl

Sekretariat: tel. 61 829 46 46, faks 61 829 46 47, e-mail: wyd nauk@amu.edu.pl

Dział sprzedaży: tel. 61 829 46 40, e-mail: press@amu.edu.pl

Wydanie I. Ark. wyd. 21,25. Ark. druk. 19,00.

Druk i oprawa: TOTEM s.c., Inowrocław, ul. Jacewska 89

*The River itself has no beginning or end. In its beginning,
it is not yet the River; in its end, it is no longer the River.
What we call the headwaters is only a selection
from among the innumerable sources which flow together to compose it.*

T.S. Eliot, Introduction to
The Adventures of Huckleberry Finn

*Rzeka nie ma ani początku, ani końca. W początkach swoich
nie jest wszak jeszcze Rzeką; w swoim ujściu – już nią nie jest.
To, co zwiemy źródłem Rzeki, jest tylko wyborem
spośród niezliczonych wód, które, zlewając się, współtworzą ją.*

tłum. M. Heydel

SPIS TREŚCI

LISTA SKRÓTÓW I ODPOWIADAJĄCYCH IM JEDNOSTEK	11
1. WPROWADZENIE	13
1.1. Styl organizacji sieci rzecznej w strefie młodoglacjalnej	14
1.2. Dolinki 1. rzędu (1R)	17
1.3. Cieki 1. rzędu (1R)	20
2. PROBLEM, OBSZAR BADAŃ, ZAKRES I METODY BADAŃ	24
2.1. Problem i cele badań	24
2.2. Obszar badań	26
2.3. Metody badań	33
2.3.1. Prace terenowe	34
2.3.2. Analizy laboratoryjne	37
2.3.3. Prace kameralne	38
2.4. Dane źródłowe	38
3. OBSZAR ŹRÓDLISKOWY JAKO MIEJSCE INICJACJI KORYTA RZECZ- NEGO	42
3.1. System źródłiskowy	42
3.2. Inicjacja koryta rzecznoego	51
4. POZYCJA PODSYSTEMU POCZĄTKU KORYTA NA OBSZARACH MŁO- DOGLACJALNYCH	58
4.1. Uwarunkowania megaskalowe – strefowe	59
4.2. Uwarunkowania makroskalowe – regionalne	60
4.2.1. Uwarunkowania geomorfologiczne	61
4.2.2. Uwarunkowania hydrogeologiczne	65
4.2.3. Uwarunkowania hydrologiczne	75
4.2.4. Uwarunkowania klimatyczne	76
4.3. Uwarunkowania mezoskalowe zlewni 1. rzędu	79
4.3.1. System zlewni pierwszego rzędu (1R)	79
4.3.2. Uwarunkowania podsystemu stokowego	82
4.3.2.1. Charakterystyka zlewni zerowego odpływu (00)	82
4.3.2.2. Morfometria zlewni zerowego odpływu (00)	84
4.3.3. Uwarunkowania podsystemu korytowego	87
4.3.4. Użytkowanie terenu	88
4.4. Uwarunkowania mikroskalowe – lokalne	90
4.4.1. Uwarunkowania hydrogeologiczne i hydrologiczne	91
4.4.1.1. Zasilanie obszarów źródłiskowych	91

4.4.1.1.1.	Wysoczyzny morenowe	91
4.4.1.1.2.	Rynny subglacjalne	95
4.4.1.1.3.	Równiny wód roztopowych	99
4.4.1.1.4.	Doliny rzeczne	99
4.4.1.2.	Dynamika zwierciadła wód podziemnych	102
4.4.1.2.1.	Dynamika zwierciadła wód podziemnych w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5	104
4.4.1.2.2.	Wydajność obszarów źródłiskowych i zmienność odpływu korytowego	107
4.4.2.	Pokrywa glebowa i szata roślinna	111
4.4.3.	Uwarunkowania antropogeniczne	113
5.	MORFOLOGIA NISZ ŹRÓDLISKOWYCH	115
5.1.	Analiza geometryczna i morfometryczna	115
5.2.	Typologia nisz źródłiskowych	125
5.2.1.	Typ nisz basenowych	126
5.2.2.	Typ nisz misowatych	128
5.2.3.	Typ nisz wrzecionowatych	132
5.2.4.	Obiekty niesklasyfikowane	133
5.3.	Uwarunkowania środowiskowe typów morfologicznych nisz	133
6.	KSZTAŁTOWANIE WŁAŚCIWOŚCI FIZYKOCHEMICZNYCH WÓD CIEKÓW ŹRÓDLISKOWYCH	138
6.1.	Źródła dostawy substancji rozpuszczonej	138
6.2.	Chemizm wód drenowanych ze zlewni 00	141
6.2.1.	Zróżnicowanie przestrzenne	141
6.2.2.	Zróżnicowanie hydrogeochemiczne wód w niszy źródłiskowej na przykładzie stanowiska Iwin 5	146
6.3.	Kierunki przemian chemizmu wód powierzchniowych w obszarach źródłiskowych	151
6.3.1.	Profilowanie hydrochemiczne	151
6.3.2.	Zmienność hydrochemiczna wód w obszarach źródłiskowych	159
6.3.2.1.	Termika wód wypływów	159
6.3.2.2.	Właściwości fizykochemiczne	162
6.4.	Atrybuty fizykochemiczne wód źródłiskowych	168
6.4.1.	Środowiska hydrogeochemiczne	169
6.4.2.	Przemiany hydrochemiczne w niszach źródłiskowych	174
7.	PROCESY GEOMORFOLOGICZNE W NISZACH ŹRÓDLISKOWYCH	176
7.1.	Procesy rzeźbotwórcze i ich formy w niszach źródłiskowych	176
7.1.1.	Erozja źródłiskowa (podcinanie, rozmywanie), sufozja	179
7.1.2.	Erozja denną	187
7.1.3.	Procesy geochemiczne (wietrzenie chemiczne, ługowanie)	190
7.1.4.	Procesy stokowe	191
7.1.4.1.	Grawitacyjne ruchy masowe	192
7.1.4.1.1.	Osuwanie, odpadanie, obrywanie	192
7.1.4.1.2.	Spęływanie, spływ ziemny	194

7.1.4.2.	Splukiwanie	195
7.1.5.	Procesy biogeniczne (oddziaływanie roślin i zwierząt)	198
7.1.6.	Oddziaływanie człowieka	202
7.2.	Struktura czasowa procesów morfogenetycznych w niszach źródłiskowych. .	204
7.3.	Źródła dostawy materiału do transportu fluwialnego w niszy źródłiskowej .	206
7.4.	Strefy morfodynamiczne nisz źródłiskowych	210
8.	OSADY W NISZACH ŹRÓDLISKOWYCH	216
8.1.	Uwarunkowania funkcjonowania środowisk sedymentacyjnych nisz źródłiskowych	216
8.2.	Litologia osadów w wybranych niszach źródłiskowych	217
8.2.1.	Nisze źródłiskowe z dominacją osadów mineralnych	218
8.2.2.	Nisze źródłiskowe z dominacją osadów mineralno-organicznych i biogenicznych	224
8.2.3.	Nisze źródłiskowe z osadami chemicznymi i biochemicznymi	228
8.3.	Środowisko sedymentacyjne nisz źródłiskowych	229
8.3.1.	Osady mineralne	231
8.3.2.	Osady mineralno-organiczne	233
8.3.3.	Osady biogeniczne	235
8.3.4.	Osady chemogeniczne i biochemogeniczne	236
8.3.4.1.	Martwica wapienna	236
8.3.4.2.	Wytrącenia żelaziste	238
8.4.	Typologia i klasyfikacja osadów nisz źródłiskowych	240
9.	TYPOLOGIA I ROZWÓJ NISZ ŹRÓDLISKOWYCH NA OBSZARACH MŁODOGLACJALNYCH	243
9.1.	Typologia morfogenetyczna nisz źródłiskowych południowego dorzecza Parsęty	244
9.1.1.	Nisze stokowe	246
9.1.2.	Nisze włożone	248
9.1.3.	Nisze krawędziowe	250
9.2.	Tendencje rozwoju obszarów źródłiskowych	251
9.2.1.	Problem wieku nisz źródłiskowych w dorzeczu Parsęty	252
9.2.2.	Modelowe ujęcie rozwoju obszarów źródłiskowych	254
9.2.3.	Scenariusze przemian nisz źródłiskowych	257
10.	KONKLUZJA: HYDROGEOMORFOLOGICZNA ROLA OBSZARÓW ŹRÓDLISKOWYCH W ROZWOJU SIECI RZECZNEJ STREFY MŁODOGLACJALNEJ.....	261
	LITERATURA	268
	HYDROGEOMORPHOLOGY OF CHANNEL HEADS (THE PARSEŃTA DRAINAGE BASIN, NW POLAND) (S u m m a r y)	296

LISTA SKRÓTÓW I ODPOWIADAJĄCYCH IM JEDNOSTEK

0O	- zerowego odpływu (zlewnia)
0R	- zerowego rzędu (zlewnia)
1R	- 1. rzędu (ciek, dolina, zlewnia)
A_d	- spływ jonowy [$t \cdot rok^{-1}$]
A_n	- powierzchnia niszy [m^2]
A_d	- powierzchnia dna niszy [m^2]
A_s	- odpływ zawiesiny [$t \cdot rok^{-1}$]
C_d	- koncentracja materiału rozpuszczonego [$mg \cdot dm^{-3}$]
Cd_f	- wskaźnik kształtu dna niszy [-]
Cd_k	- wskaźnik kolistości dna niszy [-]
Cd_w	- wskaźnik wydłużenia dna niszy [-]
Cn_k	- wskaźnik kolistości niszy [-]
C_s	- koncentracja materiału zawieszzonego [$mg \cdot dm^{-3}$]
C_v	- współczynnik zmienności [%]
DEM	- cyfrowy model wysokościowy
H_d	- wysokość dna [m]
H_l	- wysokość lewego zbocza [m]
H_r	- wysokość prawego zbocza [m]
H_s	- wysokość zbocza zamykającego niszę [m]
ID	- identyfikator stanowiska
L	- odległość [m, km]
L_d	- ładunek materiału rozpuszczonego [$kg \cdot 24 h^{-1}$]
$L_{d_{maks.}}$	- długość maksymalna dna niszy [m]
L_s	- ładunek materiału zawieszzonego [$kg \cdot 24 h^{-1}$]
L/W	- stosunek długości maksymalnej ($L_{d_{maks.}}$) do szerokości maksymalnej dna niszy ($W_{d_{maks.}}$)
N	- liczba próbek/stanowisk
OM	- materia organiczna [%]
P	- suma opadów atmosferycznych [mm]
P_d	- obwód dna niszy [m]
P_d/A_d	- wskaźnik zwartości dna niszy [-]
PEW	- przewodność elektrolityczna właściwa [$\mu S \cdot cm^{-1}$]
P_n	- obwód niszy [m]
Q	- wydajność/przepływ [$dm^3 \cdot s^{-1}$]
R	- wskaźnik zmienności Mailleté'a [-]

Sc	- spadek dna w bruzdzie odpływowej i początkowym odcinku koryta ciekłu w obrębie niszy [m · m ⁻¹]
SD	- odchylenie standardowe
Sd _{śr.}	- spadek średni dna niszy [°]
SI _c	- wskaźnik nasycenia wody względem kalcytu [-]
S _{ld}	- spadek lokalny dna niszy [°]
Sn _{maks.}	- spadek maksymalny zboczy niszy [°]
Sn _{śr.}	- spadek średni zboczy niszy [°]
SPI	- indeks siły spływu [-]
S _s	- spadek zbocza zamykającego niszę [°]
Sz _{maks.}	- spadek maksymalny zboczy zagłębienia [°]
Sz _{śr.}	- spadek średni zboczy zagłębienia [°]
TOG	- twardość ogólna [mval · dm ⁻³]
T _p	- temperatura powietrza [°C]
T _w	- temperatura wody [°C]
TWI	- topograficzny współczynnik wilgotności [-]
V _f	- stosunek szerokości maksymalnej dna do wysokości zboczy niszy [-]
Wd _{maks.}	- szerokość maksymalna dna niszy [m]
Wd _{śr.}	- średnia szerokość dna niszy [m]
Zn _n	- szerokość otwarcia niszy [m]
ΔH _n	- różnica wysokości zboczy niszy [m]
ΔH _z	- różnica wysokości ekstremalnych zagłębienia [m]

1

WPROWADZENIE

Badania fluwialne w strefie młodogłacialnej Nizy Polskiego rozpoczęto od rozwiązywania głównych problemów paleogeograficznych dużych dolin rzecznych (Falkowski 1971, 1975; Kozarski, Rotnicki 1977, 1978; Drozdowski 1982; Kozarski 1983; Antczak 1986; Gonera 1986; Niewiarowski 1987; Starkel 1990, 2001; Wiśniewski 1990; Gradziński i in. 2000). Po etapie rozpoznania układów koryt rzecznych i ewolucji rzeźby den dolinnych z systemami terasowymi kontynuowano prace nad morfologią średnich i małych dolin rzecznych oraz ich późnogłacialnym i holocenijskim rozwojem (Piasecki 1976, 1982; Sylwestrzak 1978; Zwoliński 1989; Florek 1991; Andrzejewski 1994; Błaszkwicz 1998, 2005; Czerniawska 2007; Słowik 2007). Prowadzone badania sieci dolinnej skoncentrowane są przede wszystkim w środkowych i dolnych odcinkach dolin, czyli obejmują strefy transportu i depozycji w systemie fluwialnym według S.A. Schumma (1977). Mniejsza liczba prac prowadzona jest w górnych odcinkach rzek, czyli w strefie produkcji (wg modelu Schumma 1977), podczas gdy zlewnie źródłiskowe w systemach rzecznych stanowią znaczące ogniwo w kształtowaniu reżimu rzeczno-geologicznego (Kirkby, Chorley 1967; Dunne 1980; Jones 1987). Wiedza o morfogenezie początków dolin (*valley head*) i koryt rzecznych (*channel head*) w strefie młodogłacialnej wymaga zainicjowania szczegółowych badań geomorfologicznych, wspieranych pracami interdyscyplinarnymi. Niniejsze opracowanie, w którym podjęto wskazaną problematykę, ma na celu przedstawienie złożoności funkcjonowania geosystemów źródłiskowych cennych ze względu na ich georóżnorodność i bioróżnorodność oraz znaczenie dla jakości życia człowieka.

Inicjacja i ewolucja układu sieci rzecznej w geosystemach źródłiskowych obszarów młodogłacialnych Pomorza Zachodniego następuje z udziałem wpływów wód podziemnych oraz spływów powierzchniowych. Wody podziemne, odgrywające kluczową rolę w kształtowaniu reżimu rzeczno-geologicznego rzek dorzecza Parsęty (Dynowska 1971; Gutry-Korycka 1978; Choiński 1988; Zwoliński 1989; Kostrzewski i in. 1994), mają także wpływ na wielkość i czas dostawy denudowanego materiału ze zlewni do koryta rzeczno-geologicznego. Domina-

cja zasilania podziemnego cieków wpływa na duży udział w ładunku rzeczonym produktów ługowania wgłębnego i wysokie wartości denudacji chemicznej na tym obszarze (Zwoliński 1989; Kostrzewski i in. 1994). Tymczasem oddziaływanie morfogenetyczne wód podziemnych, identyfikowane we wszystkich strefach klimatycznych, w niewielkim stopniu uwzględniane jest w analizie rozwoju systemu denudacyjnego strefy młodoglacjalnej, co stało się inspiracją do podjęcia badań nad rolą wód podziemnych w kształtowaniu rzeźby geokosystemów źródłiskowych.

1.1. Styl organizacji sieci rzecznej w strefie młodoglacjalnej

Inicjacja i rozwój systemów fluwialnych ma ważny udział w morfogenezie zlewni rzecznych. Synchroniczność ewolucji sieci rzecznej z ewolucją rzeźby prowadzi do powstania hierarchicznej struktury koryt rzecznych. Współcześnie takie zjawiska w małej skali można obserwować na obszarach o rzeźbie przekształconej antropogenicznie (Schumm 1956; Chwastek 1970; Repelewska-Pękalowa 1973; Evans i in. 2000; Micun 2007) i terenach odsłanianych między innymi w wyniku zdrenowania jezior (Morisawa 1964), recesji lodowców (Ruhe 1952; Zwoliński 2007) lub na świeżych powierzchniach lawowych (Wells i in. 1985) i platformach abrazyjnych (Kashiwaya 1987). W zlewniach o rzeźbie poligenetycznej układ sieci rzecznej może być silnie ukierunkowany przez rzeźbę odziedziczoną z wcześniejszych cykli morfogenetycznych (np. glacialnego, peryglacialnego). Strefa rzeźby młodoglacjalnej w Polsce umożliwia śledzenie rozwoju układu poligenetycznej sieci dolinnej (Piasecki 1976, 1982), znacznie zdeterminowanej morfogenezą poglacialnych obniżzeń, które modyfikowane są przez procesy fluwialne oraz denudacyjne uwarunkowane klimatem i neotektoniką (Maksiak, Mróz 1978; Sylwestrzak 1978; Florek 1991; Błaszkiwicz 2005; Chybiorz 2008), a w ostatnich stuleciach także przez narastającą różnokierunkową ingerencję człowieka (Florek 1991; Szpikowski 2010).

Początkowo w pracach niemieckich (Keilhack 1899; Hartnack 1926; Schneider 1926 za Karczewskim 1968), a następnie w literaturze polskiej (por. Galon 1972; Starkel 1997) dyskutowany jest model rozwoju sieci dolinnej na Niżu Polskim, w którym istnienie dużych dolin i pradolin wiąże się z przebiegiem recesji lądolodu i inicjalnymi warunkami morfologicznymi wyznaczającymi kierunki i drogi odpływu wód. W opracowaniach dla Pomorza Zachodniego podnoszone są zagadnienia strukturalnych założeń pierwotnych dolin, stabilności układów dolinnych podczas kolejnych zło-

dowaceń i wpływu ruchów neotektonicznych. Ścisłe związki współczesnej rzeźby dolinnej z nachyleniem i ukształtowaniem starszych paleopowierzchni wykazywano dla dużych form dolinnych (Galon 1972; Brykczyński 1986; Dobracka, Piotrowski 2002), ale także udokumentowano funkcjonowanie starszych dróg odpływu wód na linii mniejszych dolin rzecznych (por.: Maksiak, Mróz 1978; Florek 1991; Petelski, Florek 2004).

Rzeki północnego skłonu Pomorza jako zwarte drogi odpływu rzeczne należą do młodych systemów, których rozwój rozpoczyna się z recesją lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły (15,2 ka; Marks 2002). Na pojezierzach polskich rozwój sieci dolinnej odbywa się poprzez stopniowe włączanie zagłębień powstałych w wyniku procesów glacialnych, fluwioglacjalnych i peryglacialnych w system odpływu rzeczne. W obrębie dolin rzecznych północnego skłonu Pomorza, między innymi dorzecza Parsęty, występują różnowiekowe i odmienne genetycznie odcinki dolin (Rosa 1964; Rachocki 1974; Piasecki 1976, 1982; Augustowski 1977; Sylwestrzak 1977; Błaszkiwicz 1998, 2005). Przeważają usytuowane głównie równoleżnikowo doliny marginalne (lub pradolinne) oraz południkowo położone doliny rynnowe (rynny subglacialne) i fluwioglacjalne połączone krótkimi odcinkami erozyjnymi o genezie fluwialnej. Proces scalania i rozwoju sieci rzecznej trwa, a jego zasadniczy etap dokonał się u schyłku vistulianu (Sylwestrzak 1978; Koutaniemi, Rachocki 1981; Kozarski i in. 1988; Florek 1991; Błaszkiwicz 1998). L. Andrzejewski (1994) na podstawie badań dolin bocznych środkowej i dolnej Wisły uważa, że poszczególne elementy analizowanych dolin zostały połączone w jeden system odpływu w krótkim okresie 3–4 tys. lat pod koniec górnego plenivistulianu i na początku późnego vistulianu.

W tworzeniu się sieci dolinnej na przełomie vistulianu i holocenu ważną rolę odegrały wody roztopowe pochodzące z wytapiania się brył martwego lodu i lodu hydrogenicznego, na co wielokrotnie uwagę zwracali: A. Rachocki (1974), L. Koutaniemi, A. Rachocki (1981), E. Falkowski (1984), W. Florek (1991), L. Andrzejewski (1994), M. Błaszkiwicz (1998, 2003, 2005), E. Bajkiewicz-Grabowska (2002). Wytapianie się brył pogrzebanego lodu miało miejsce od najstarszego dryasu przez bölling i alleröd po okres preborealny (por.: Błaszkiwicz 2003, 2005; Gołębiwski 1981; Florek 1991; Florek i in. 1999; Nowaczyk 1994, 2008), a proces ten przebiegał z różnym natężeniem, nie wykazując regionalnego uporządkowania. Postępujący proces zaniku brył martwego lodu i związane z tym etapowe zmiany jeziornych baz erozyjnych należą do ważnych lokalnych uwarunkowań w rozwoju sieci rzecznej (Błaszkiwicz 2003). Koniec deglacjacji subarealnej oznaczał zakończenie najważniejszego etapu formowania się współczesnego układu dolinnego i systemu odpływu na Pomorzu (Lewandowski, Nita 2008), w skład którego wchodzi współczesne cieki wyższych rzędów. Dalsze etapy rozwoju tak

ukształtowanej sieci rzecznej obejmują wzrost liczby dopływów 1. rzędu, których doliny rozwidlają się i wydłużają w kierunku działu wodnego (por. Bajkiewicz-Grabowska 2002). Trwająca modyfikacja systemów rzecznych obejmuje też zmiany układu koryt rzecznych (Falkowski 1971; Florek 1991), włączanie obszarów bezodpływowych w stały odpływ rzeczny (Koutaniemi, Rachocki 1981) i wyodrębnienie się lokalnych działów wodnych. Ważne zmiany w dolinach rzecznych w wyniku narastającej presji człowieka miały miejsce we wczesnym średniowieczu (750–1250 n.e.), a następnie, także z udziałem zmian klimatycznych, od XIV do XV w. i od połowy XVIII w. (Florek 1993; Szpikowski 2010).

W typologii dolin rzecznych obszarów młodoglacjalnych jako kryterium podziału przyjmuje się genezę inicjalnych obniżeń włączonych w system odpływu rzeczno (Galon 1972; Augustowski 1977; Sylwestrzak 1978; Piasiecki 1982) albo uwzględnia się sposób wykształcenia układu koryt w nawiązaniu do budowy geologicznej dna doliny (Falkowski 1971). L. Andrzejewski (1994) natomiast przedstawił podział dolin rzecznych, opierając się na stopniu transformacji fluwialnej poligenetycznych obniżeń włączonych w sieć dolinną.

Do poligenetycznego formowania sieci dolinnej dobrze nawiązuje sposób zasilania i struktura odpływu cieków (Drwal 1982). Cieki wyższych rzędów płynące w dolinach składających się z dobrze wykształconych, głęboko wciętych zagłębień odziedziczonych po cyklu glacialnym charakteryzuje wydajne zasilanie podziemne i wyrównany odpływ w roku. Natomiast odmiennie funkcjonuje część cieków od 1. do 3. rzędu na obszarach wysoczyznowych, gdzie liczbę stałych cieków regulują sezonowe wahania zwierciadła wód podziemnych. Cieki niższych rzędów o dużej zmienności zasilania w roku na ogół są typu okresowego. Zbliżone zróżnicowanie w funkcjonowaniu sieci rzecznej w zależności od lokalizacji względem składowych zasilania dla środkowej Polski przedstawił T. Krzemiński (1989), a dla obszarów Holandii zbudowanych z luźnych osadów plejstocenijskich J.J. de Vries (1976, 1994).

Mechanizmy inicjacji dolin i koryt rzecznych na nizinach są ściśle związane z typem krążenia wody w systemie stokowym. Na Pomorzu Zachodnim na obszarach cechujących się wysoką retencyjnością i wolnym tempem krążenia wody (Dynowska 1991) spływ powierzchniowy obserwowany jest stosunkowo rzadko. Jedynie wskutek wystąpienia ekstremalnych opadów i w sprzyjających warunkach lito-morfologicznych wynikających z działalności człowieka dochodzi do przekroczenia wartości progowych spłukiwania liniowego i erozji wąwozowej (Florek i in. 2008; Szpikowski i in. 2008; Zwoliński 2008), co w konsekwencji może prowadzić do rozwoju dolin 1. rzędu. Znaczącą rolę w formowaniu odpływu rzeczno można przypisać

spływowi powierzchniowemu nasyconemu (Stach 2003), brak jest natomiast danych dotyczących jego efektów morfologicznych. Położenie obszarów nasyconych u podnóża stoków i w dnach dolin, w strefach o małym spadku i często zwartej pokrywie roślinnej, może jednak znacznie ograniczać erozyjną rolę spływu nasyconego. Na obszarach zbudowanych z luźnych osadów, gdzie nadmiar wody z opadów lub roztopów infiltruje w podłoże, główną formą migracji wody jest odpływ podziemny, a lokalnie i krótkotrwale także spływ śródpokrywowy. Miejsca wypływów wód podziemnych stanowią zatem ważne obszary erozji, która może prowadzić do inicjacji odcinka źródłiskowego sieci dolinno-rzecznej. W tym przypadku początek doliny, jak i początek koryta rzecznej, wykształcone są w postaci niszy źródłiskowej (*spring niche valley head*; Ahnert 1998).

1.2. Dolinki 1. rzędu (1R)

Sieć dolinna w obszarach młodoglacjalnych obejmuje zagłębienia różnej rangi, w tym formy 1. rzędu, takie jak: dolinki i niecki denudacyjne, dolinki erozyjno-denudacyjne oraz rozcięcia erozyjne¹. Układy sieci dolinnej niższego rzędu nawiązują subsekwentnie do głównych kierunków dolin uwarunkowanych strukturą i rzeźbą starszego podłoża. Takie zespoły form dolinnych 1. rzędu zostały rozpoznane między innymi przez: A. Kostrzewskiego (1963) na Wysoczyźnie Leszczyńskiej, Z. Churską (1965) na krawędzi pradoliny Drwęcy, J. Szupryczyńskiego (1967) na sandrze Wdy, R. Gołębiewskiego (1981) w zlewni górnej Raduni, A. Marsza (1964, 1995) na północnym skłonie Pojezierza Kaszubskiego i na Pobrzeżu Kaszubskim (Pradolina Kaszubska), W. Florka i in. (1999) oraz M. Majewskiego (2008) na zboczach rynny jeziora Jasień (Wysoczyzna Polanowska), A. Kostrzewskiego i in. (1997) na zboczach rynny jeziora Rymierowo oraz R. Paluszkiewicz (2008, 2009) na krawędziach wysoczyzny morenowej na Pojezierzu Drawskim czy E. Smolską (2005) na Pojezierzu Suwalskim.

Rozwój dolinek na Pomorzu w większości był wieloetapowy (Marsz 1964, 1995; Gołębiewski 1981; Majewski 2006, 2008) i stopniowo prowadził do rozwinięcia sieci dolinnej. Sieć małych dolin została zapoczątkowana przez procesy spłukiwania oraz soliflukcji w późnym vistulianie, w okresie występowania w podłożu wieloletniej zmarzliny. R. Gołębiewski (1981) i M. Majewski (2008) wskazują przede wszystkim na znaczenie erozyjnej działalności wód na pierwszym etapie kształtowania się dolin erozyjnych.

¹ Podział genetyczny dolinek przyjęto za propozycją Maruszczaka (1968), którą zastosował również Gołębiewski (1981).

Inicjację części dolinek można wiązać z odpływem wód podczas wytapiania brył martwego lodu, co potwierdza łączność tych dolin z zagłębieniami wytopiskowymi położonymi na ich zapleczu (Stach 2003; Smolska 2005). Z. Churska (1965) z erozją wód roztopowych pochodzących z wytapiających się brył martwego lodu zlokalizowanych na zboczach dolin rzecznych wiąże także powstanie tzw. nisz wód zmarzlinowych. Na rolę wód pochodzących z degradacji zmarzliny w formowaniu sieci rozcięć poza obszarami rzeźby młodoglacjalnej wskazują również: H. Bujwid, J. Muchowski (1973), H. Maruszczak (1973), K. Turkowska (1988, 2006) oraz H. Klatkova (1989). Dalszy rozwój form erozyjnych był wynikiem współdziałania procesów spłukiwania i soliflukcji, co prowadziło do cofania się zboczy oraz wypełniania dolinek osadami stokowymi. Złagodzenie warunków klimatycznych i stopniowa degradacja zmarzliny przy jednoczesnej ekspansji roślinności leśnej ograniczyły rolę spływu powierzchniowego.

Wytopienie brył martwego lodu i lodu gruntowego miało konsekwencje morfologiczne, którym towarzyszyły przemiany warunków hydrogeologicznych (m.in. Nowaczyk 1994; Bajkiewicz-Grabowska 2002; Błaszkiwicz 2003). Wzrost głębokości infiltracji wód opadowych sprzyjał stopniowo kształtowaniu się lokalnego, przejściowego i regionalnego systemu przepływu wód podziemnych (Petelski, Sadurski 1987) oraz zmniejszaniu się spływu powierzchniowego (Rotnicki 1991). J. Lewandowski, M. Nita (2008) wskazują na ustabilizowanie się poziomu wód podziemnych w początkach okresu atlantyckiego, a wykształcenie regionalnego systemu przepływu wód podziemnych spowodowało prawdopodobnie stabilizację przestrzenną sieci rzecznej, tak jak to miało miejsce w północno-wschodniej Polsce (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Konsekwencją tych zdarzeń był spadek liczby i długości cieków płynących w małych dolinkach 1. rzędu. Część dolinek zlokalizowana w obrębie strefy aeracji została wyłączona z sieci odpływu, a jedynie w czasie wysokich stanów wód podziemnych zyskiwała odpływ okresowy.

Ożywienie procesów stokowych w wyniku działalności antropogenicznej nastąpiło w neoholocenie (w okresie subatlantyckim), zwłaszcza we wczesnym średniowieczu i małej epoce lodowej (Borówka 1992; Smolska 2005; Majewski 2008). W strefach krawędziowych wysoczyzn morenowych oraz na zboczach dużych dolin powstały w niewielkim stopniu rozgałęzione V-kształtne rozcięcia erozyjne. Natomiast w górnych odcinkach dolin denudacyjnych i erozyjno-denudacyjnych, ukształtowanych we wcześniejszych okresach holocenu, rozwijały się debrza oraz wąwozy, które ulegały pogłębianiu i wydłużaniu. Niektóre rozcięcia są skutkiem wylesienia w ostatnich 100–200 latach. Zalesienie stref o dużej energii rzeźby ograniczyło intensywność procesów denudacyjnych (Smolska 2007) i powoduje stabilizację form

dolinnych. Współcześnie powstawanie nowych form erozji liniowej, najczęściej typu epizodycznego lub efemerycznego, obserwowane jest na stokach użytkowanych rolniczo. Ich powstaniu sprzyjają – warunki morfologiczne, właściwości fizyczne gleb, sezonowość rozwoju pokrywy roślinnej oraz prowadzone zabiegi i urządzenia agrotechniczne (Kostrzewski i in. 1989; Kostrzewski i in. 1992b). Istotne zmiany w morfologii dolinek zachodzą w wyniku uruchomienia procesów erozji pod wpływem ekstremalnych zjawisk pogodowych (Jonczak, Kuczyńska 2008).

W części dolinek denudacyjnych pogłębianie ich doprowadziło do rozcięcia warstw wodonośnych i drenażu wód podziemnych poprzez różne typy wypływów wód, a to z kolei przyczyniało się do włączania tych form w sieć odpływu powierzchniowego (Majewski 2006, 2008). Podobne etapy rozwoju sieci drenażu wskazywane są także z innych regionów Polski. J. Twardy (1995) zakłada, że w większości parowód na Wzniesieniach Łódzkich związek z zasilaniem podziemnym pojawił się dopiero, gdy stały się one odpowiednio głębokie. Pogląd ten przyjmują także: Z. Maksymiuk i S. Moniewski (2000), M. Miklas i P. Moniewski (2002) oraz P. Moniewski (2004), twierdząc, że lokalizacja wypływów wód podziemnych nawiązuje do ukierunkowania suchych dolinek położonych powyżej tych wypływów.

Wypływy wód podziemnych stanowią nie tylko początek cieków, ale także przyczyniają się do modelowania i rozrostu dolin 1. rzędu poprzez procesy erozji wstecznej. Skoncentrowanemu drenażowi wód podziemnych H. Bujwid, J. Muchowski (1973) przypisują powstanie nisz źródłowych, których rozwój wsteczny doprowadził do inicjacji „dolek drenażowych” na zboczach doliny Wisły, dolnego Bugu i Narwi. Także T. Krzemiński (1989) w dorzeczu środkowej Warty wskazuje na udział wypływów wód podziemnych w rozwoju początku dolin. J. Muchowski (1977) akcentuje rolę drenażu wód podziemnych w tworzeniu się dolinek w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej. Lokalizację tego typu dolinek łączy on ze strefami o podwyższonej szczelinowości skał kredowych, będącymi miejscami występowania wydajnych wypływów wód podziemnych. Poza wzmiankowanie przez M. Sinkiewicza (1994) i M. Majewskiego (2006), udział wód podziemnych w kształtowaniu sieci dolinnej strefy młodoglacjalnej pozostaje słabo rozpoznany.

W niejednolitej pod względem wykształcenia i organizacji sieci hydrograficznej strefy młodoglacjalnej uwagę zwraca sieć dolinna 1. rzędu, składająca się z form zainicjowanych przez procesy denudacyjne i erozyjne. Wśród tych procesów należy wymienić: soliflukcję, spłukiwanie linijne, sufozję i erozję związaną z wypływami wód podziemnych, tj. erozję źródłiskową. Dolinki te w różnym stopniu są włączane we współczesną sieć odpływu powierzchniowego, część z nich stanowi miejsce występowania stałych cieków 1. rzędu, kształtowania koryt rzecznych i odpływu rzeczno-

1.3. Cieki 1. rzędu (1R)

Sieć hydrograficzna w strefie młodoglacjalnej Polski reprezentowana jest przez systemy rzeczno-jeziorne w części środkowej i wschodniej (Brda, Wda, Wierzyca, Krutynia, Szeszuła, Czarna Hańcza), a w części zachodniej i południowej głównie przez systemy rzeczne (Rega, Parsęta, Słupia, Barycz, Noteć). W obrębie wyznaczonych przez Z. Zwolińskiego i in. (2008) czterech pasów morfogenetycznych strefy młodoglacjalnej: południowego pojeziernego (podzielonego na część zachodnią Ia i wschodnią Ib), środkowego pojeziernego w części zachodniej Polski (podzielonego na część południową IIa i północną IIb), północnego pojeziernego (III) oraz nadmorskiego (IV), obliczono parametry charakteryzujące sieć hydrograficzną strefy młodoglacjalnej (tab. 1). Obecny kształt sieci hydrograficznej zależy z jednej strony od warunków naturalnych, z drugiej zaś od działań podejmowanych przez człowieka, którego wpływ na środowisko znacząco wzrasta w ostatnich wiekach. Na niektórych obszarach ingerencja człowieka w stosunki wodne rozpoczęła się w średniowieczu, na przykład od XIII w. na Żuławach Wiślanych (Gutry-Korycka 1993; Drwał 2002), prowadząc do powstania zupełnie nowych systemów hydrograficznych. Ostatnie 200 lat (od przełomu XVIII/XIX w.) to okres gwałtownego wzrostu ingerencji człowieka w obieg wody. Działania te obejmowały między innymi regulację koryt rzecznych, budowę kanałów, melioracje obszarów bagiennych, wpięrowanie dolin dużych i małych rzek, a następnie obszarów wysoczyznowych (Gutry-Korycka 1993; Szpikowski 2010). Duże znaczenie dla przebudowy stosunków wodnych w obrębie dolin rzecznych, bagien i zagłębień bezodpływowych na Pomorzu miała ustawa o prywatnej gospodarce wodnej wprowadzona w 1843 r. (*Privatsflussgesetz*; Malinowski 2006). Strefa młodoglacjalna należy do obszarów o największym stopniu zmeliorowania użytków rolnych (Wilgat 1991). Zmiany długości sieci rzecznej w zależności od regionów mogą sięgać nawet kilkudziesięciu procent (Gutry-Korycka 1993). R. Cieśliński i in. (2009) na podstawie analiz archiwalnych map i współczesnych kartowań hydrograficznych stwierdzili, że w zlewni Płutnicy (zlewisko Zatoki Puckiej) gęstość sieci rzecznej w wyniku ingerencji człowieka od XIX w. wzrosła prawie dziesięciokrotnie. Natomiast J. Szpikowski (2009), opierając się na materiałach archiwalnych, podaje, że gęstość sieci rzecznej zlewni Perznicy (dorzecze Parsęty) zwiększyła się z $0,7 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ w 1855 r. do $2,2 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ w 1986 r., co oznacza trzykrotny wzrost jej długości.

Systemy odpływu wody zostały lokalnie tak uregulowane i fragmentami skanalizowane, że niekiedy trudno dziś stwierdzić, czy dany ciek źródłkowy jest naturalnym wyprostowanym strumieniem czy wykopanym rowem na obszarze podmokłym podlegającym postępującej renaturyzacji. Poza

Tabela 1. Charakterystyki morfometryczne i hydrograficzne pasów morfogenetycznych

A – dla sieci hydrograficznej								
Pas morfogenetyczny /jednostka	Powierzchnia	Wysokość bezwzględna			Średni spadek terenu	Długość sieci hydrograficznej	Gęstość sieci hydrograficznej	
		minimalna	średnia	maksymalna				
	[km ²]	[m n.p.m.]			[°]	[km]	[km · km ⁻²]	
Ia	14 873,7	19	83,1	219	0,949	19 350	1,30	
Ib	6521,4	101	138,1	218	1,180	8576	1,32	
IIa	22 024,9	13	89,2	223	1,220	27 897	1,27	
IIb	26 186,7	2	106,9	311	1,448	28 577	1,09	
III	24 700,8	9	129,0	324	2,168	28 831	1,17	
IV	21 992,2	0	44,2	216	1,364	44 050	0,91	
Dorzecze Parsęty	3142,0	0	87,4	239	1,808	4055,8	1,29	
Obszar badań**	617,2	41	123,9	219	2,415	997,4	1,62	
B – dla cieków 1. rzędu								
Pas morfogenetyczny /jednostka	Liczba cieków 1. rzędu		Sumaryczna długość cieków 1. rzędu		Gęstość cieków 1. rzędu		Średnia długość cieków 1. rzędu	
	w sieci rzecznej	ciągłych*	w sieci rzecznej	ciągłych*	w sieci rzecznej	ciągłych*	w sieci rzecznej	ciągłych*
	[-]		[km]		[km · km ⁻²]		[km]	
Ia	20 211	15 906	9823	7715	0,660	0,519	0,486	0,485
Ib	10 827	9089	4059	3234	0,622	0,496	0,375	0,356
IIa	34 431	24 860	14 627	10 562	0,664	0,480	0,425	0,425
IIb	34 350	26 233	14 072	10 485	0,537	0,400	0,410	0,400
III	37 190	28 019	15 345	11 301	0,621	0,458	0,413	0,403
IV	54 488	46 806	20 099	16 849	0,914	0,766	0,369	0,360
Dorzecze Parsęty	5060	3689	2080,3	1516,2	0,662	0,483	0,411	0,411
Obszar badań**	1057	996	358,8	342,4	0,581	0,555	0,339	0,344

Opracowano na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego strefy młodoglacjalnej (DEM wg DTED 2; Zwoliński i in. 2008) i *Mapy podziału hydrograficznego Polski* w skali 1 : 50 000 (KMPHP, 2004); * – ciekły ciągłe obejmują ciekły 1. rzędu, stałe lub okresowe, mające łączność powierzchniową z siecią rzeczną; ** – dane uzyskano także z map topograficznych w skali 1 : 10 000 i kartowania hydrograficznego.

tym sieć rowów i kanałów, obecnie zaniedbana, przestała pełnić funkcję hydrologiczną. Prace regulacyjne i melioracyjne, które zmieniły poziom wód gruntowych, długość, nachylenie i profil podłużny koryt rzecznych (Florek 1991), zaburzyły także równowagę między procesami erozji i akumulacji w dolinach rzecznych. Należy jednak podkreślić, że na zmiany w sieci hydrograficznej powodowane przez człowieka nakładają się także powolne zmiany klimatu.

Całkowita sieć rzeczna (z uwzględnieniem odcinków jeziornych) na obszarach młodoglacjalnych charakteryzuje się gęstością wynoszącą w pasie nadmorskim (pas IV) $0,91 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$, w pasach pojezierzy zmieniającą się od $1,09$ do $1,32 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (tab. 1). Lokalnie o wysokiej gęstości sieci odpływu decydują rozwinięte systemy rowów melioracyjnych. Liczna obecność rowów i kanałów melioracyjnych na Żuławach Wiślanych powoduje, że gęstość sieci dochodzi tam nawet do $24,4 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Drwal 2002).

Opierając się na *Mapie podziału hydrograficznego Polski* w skali 1:50 000 (KMPHP, 2004) i jej bazie danych, dla strefy młodoglacjalnej wyznaczono cieki 1. rzędu, czyli zgodnie z założeniami A.N. Strahlera (Bajkiewicz-Grabowska 1987) – cieki początkowe (określane również jako źródłowe lub źródłiskowe) nieotrzymujące żadnego dopływu (stanowiące ogniwo zewnętrzne). Liczbę cieków 1. rzędu wyznaczono za pomocą procedur geoinformacyjnych (selekcja atrybutowa), zakładając, że ciek 1. rzędu ma tylko jeden wspólny węzeł z innym ciekim. Wyznaczone cieki 1. rzędu obejmują także rowy i kanały melioracyjne, gdyż baza danych KMPHP nie ma odrębnych oznaczeń atrybutowych dla tego typu obiektów hydrograficznych. Podane w tabeli 1 liczby i długości są szacunkami, mogą bowiem być obarczone kilkoma błędami, między innymi błędami metodycznymi wynikającym ze sposobu przygotowania KMPHP (np. nie zachowano zgodnego kierunku „pod prąd” lub „z prądem” dla wszystkich cieków podczas digitalizacji). Ze względu na przeprowadzone prace melioracyjne i skanalizowanie koryt niektóre cieki 1. rzędu składają się na przemian z odcinków powierzchniowych i zdrenowanych. W przyjętych założeniach selekcji atrybutowej każdy z odcinków powierzchniowych cieku jest klasyfikowany jako osobny ciek 1. rzędu, co zawyża wartości podawanych parametrów. Dla porównania wyznaczono liczbę i długość cieków 1. rzędu tak zwanych ciągłych z wykluczeniem odcinków cieków niewłączonych w sieć odwodnienia, czyli niemających połączenia z ciekim tego samego rzędu lub rzędów wyższych. Wyznaczone w ten sposób cieki 1. rzędu mogą stanowić średnio od 37 do 53% całej długości sieci hydrograficznej w zależności od przyjętych założeń (por. tab. 1). Wyniki te częściowo porównywalne są z wartościami uzyskanymi w systemach rzeczno-jeziornych północno-wschodniej Polski przez E. Baj-

kiewicz-Grabowską (2002), gdzie cieki 1. rzędu wyznaczone na podstawie mapy w skali 1 : 50 000 stanowią od 28,7 do 56,2% całość sieci rzecznej.

Rolnictwo i procesy urbanizacyjne przyczyniają się do ciągłych zmian liczby cieków 1. rzędu. Powstają nowe cieki, których początkiem mogą być nawet wyloty kolektorów ściekowych (Jokiel 2002). Należy także rozważać możliwość wzrostu liczby oraz długości cieków 1. rzędu w wyniku działalności procesów katastrofalnych w zależności od nachylenia stoków, litologii osadów i użytkowania terenu. Modyfikacje obejmujące cieki 1. rzędu mogą prowadzić również do zmniejszania ich liczby między innymi w wyniku obniżenia poziomu wód podziemnych, zmiany bazy drenażu w cieku wyższego rzędu lub zabudowy hydrotechnicznej i regulacji cieków. W zachodniej i centralnej części pasa Wyżyn Polskich, w zasięgu oddziaływania lejów depresyjnych dużych ujęć wód podziemnych i kopalń, w małych ciekach obserwowany jest zanik przepływu lub występowanie jedynie przepływu okresowego (Rodzik i in. 2008). Spadek liczby cieków źródłiskowych powoduje najczęściej stosunkowo małą zmianę całkowitej długości systemów rzecznych ze względu na niewielką długość cieków źródłiskowych.

Przedstawiona analiza liczby i długości cieków 1. rzędu na obszarach młodogłacialnych, w tym w dorzeczu Parsęty, świadczy o młodości sieci rzecznej i jej znaczącej roli we współczesnym przekształcaniu rzeźby polodowcowej. Stąd zainteresowania badawcze skierowano na odcinki źródłiskowe sieci rzecznej powodujące rozwój rzeźby w obrębie wysoczyzn morenowych i zboczy dolinnych, a zarazem odcinki cieków naturalnych o stosunkowo małych przekształceniach antropogenicznych. Obszary źródłiskowe charakteryzują się dużą czułością na zmiany warunków środowiskowych, które powodowane są przez różnorodne przejawy działalności antropogenicznej czy zjawiska katastrofalne. W związku z tym można je także uznać za dobry geoindykator zachodzących zmian, w tym zagrożeń środowiska przyrodniczego w różnych skalach przestrzennych (Bull, Kirkby 1997; McNamara i in. 2006; Wrońska 2006a). Odporność obszarów źródłiskowych na bodźce zewnętrzne i wewnętrzne oraz czas ich reakcji zależne są od ich georóżnorodności i bioróżnorodności.

2

PROBLEM, OBSZAR BADAŃ, ZAKRES I METODY BADAŃ

2.1. Problem i cele badań

Właściwości wypływów wód podziemnych stanowią ważny przejaw funkcjonowania systemu wody podziemne-wody powierzchniowe (Younger 2007). W badaniach strefy kontaktu wód podziemnych i powierzchniowych w Polsce można wyróżnić kilka kierunków badawczych², które wskazują na potrzebę traktowania wypływów wód podziemnych jako obiektów badań interdyscyplinarnych (Baścik, Chełmicki 2006):

- hydrologiczny - stanowiący etap inwentaryzacji obiektów krenologicznych lub podejmujący tematykę reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego wypływów wód podziemnych, ich zmienności sezonowej oraz zróżnicowania naturalnego i w wyniku działalności człowieka³ (m.in.: Tlałka, Waksmundzki 1968; Tomalak 1968; Waksmundzki 1971; Czarnecka 1975; Łajczak 1981, 2001; Dynowska 1983, 1986; Michalczyk 1983, 1988, 1993, 1996, 2001; Rogalińska, Rogaliński 1985; Janiec, Michalczyk 1988; Burlikowska 1992; Jokiel 1994a; Choiński 1995, 2009; Jokiel, Maksymiuk 1995; Maksymiuk, Mela 1995; Frączak, Macioszczyk 1997; Janiec 1997; Małecka 1997; Poleszczuk, Ziarnek 1999; Rózkowski 1999; Tyc, Opołka-Gądek 1999; Baścik, Pociask-Karteczka 2001; Chełmicki 2001; Michalska 2001; Jekatierynczuk-Rudczyk 1999, 2002, 2004; Koc, Glińska-Lewczuk 2004; Moniewski 2004; Siwek 2004; Puk 2005; Jankowski 2006; Mazurek 2006a, 2007; Jokiel i in. 2007; Choiński, Ptak 2009; Fac-Beneda 2008, 2009; Wolanin, Żelazny 2010);
- hydrogeologiczny - zajmujący się wpływem środowiska krążenia wód podziemnych na występowanie i dynamikę zasilania wypływów wód podziemnych (m.in.: Nowakowski 1973, 1975, 1977; Maksymiuk 1977;

² Szerokie spektrum badań krenologicznych, w tym także aspektów sozologicznych i kulturowych, przedstawiono na ogólnopolskich konferencjach: „Źródła Polski - stan badań, monitoring i ochrona” (Olsztyn 1997) oraz „Źródła - środowiskowe aspekty badań” (Łódź 2006).

³ Przegląd regionalnych badań krenologicznych zaprezentowali ostatnio P. Moniewski (2004) i A. Szczucińska (2009).

- Tomaszewski 1977; Michalska 1979; Jokieli, Maksymiuk 1995; Małecka 1997; Żurawska 1999; Staško, Tarka 2002; Humnicki 2007; Mazurek 2008b; Szczucińska 2009);
- geomorfologiczny – obejmujący problematykę kształtowania transportu fluwialnego i morfologii stref źródliskowych, w niewielkim stopniu rozwijany zwłaszcza na obszarach nizinnych (Bujwid, Muchowski 1973; Banach 1977; Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1997; Stach 2003; Stach i in. 2003a, b; Moniewski 2004; Migoń, Szczepanik 2005; Mazurek 2006b; Migoń, Zwiernik 2006; Szpikowska 2006, 2007a; Wrońska 2006a);
 - sedimentologiczny – określający litologię i petrografię wodonośca, utwory chemogeniczne i biogeniczne w strefach przyźródłowych (m.in.: Hubicka-Ptasińska i in. 1984; Rutkowski 1991; Dobrowolski 1994, 1998; Maruszczak 1996; Dobrowolski i in. 1999; Rajchel, Rajchel 1999; Dobrowolski i in. 2002; Dobrowolski i in. 2005; Mazurek, Dobrowolski 2006; Rajchel 2007);
 - ekologiczny – koncentrujący się na obserwacjach ekosystemów źródliskowych oraz rozpatrujący struktury biocenotyczne i zoogeograficzne, kształtujące się w warunkach małej zmienności czynników środowiskowych, a także zagrożone działalnością człowieka (m.in.: Kasprzak 1976; Wołejko 1991, 1999, 2000a, b; Osadowski, Wołejko 1997; Herbich 1998; Biesiadka, Czachorowski 1999; Piechocki 2000; Gawenda-Kempczyńska 2005; Dumnicka 2006; Czachorowski 2007; Kucharski 2007; Mazurek, Osadowski 2007, 2009; Czarnecka 2009).

Wymienione kierunki badań dość dobrze nawiązują do wytycznych Ramowej Dyrektywy Wodnej (RDW, 2000), w której monitorowanie wpływów wód podziemnych (szczególnie ich wydatku, składu chemicznego itp.) jest podstawą do oceny stanu ilościowego i jakościowego wód podziemnych, jak również stanowi ważny sposób pozyskiwania informacji o zasobach wodnych, o kierunkach przemieszczania się wód oraz tempie wypełniania się i szerpywania zbiorników wód podziemnych. Natomiast w dotychczasowych badaniach podstawowych, stacjonarnych i monitoringowych niewiele uwagi zwracano na problemy dotyczące efektów geomorfologicznego oddziaływania wpływów wód podziemnych. Niniejsza praca ma przynajmniej w części wypełnić tę lukę w wiedzy hydrogeomorfologicznej.

W dorzeczu Parsęty wypływy wód podziemnych stanowią nadal nie tylko mało rozpoznany element hydrograficzny (Mazurek 2006a), lecz przede wszystkim czynnik morfogenetyczny nieuwzględniany w badaniach geomorfologicznych. Wyjątek stanowią propozycje sygnatur kartowania morfologicznego wysoczyzn morenowych (Kostrzewski i in. 1986) i koryt rzecznych (Zwoliński 1988), w których wody podziemne uznano za czynnik morfotwórczy. Strefy wpływów wód podziemnych mają duże znaczenie

dla zainicjowania odpływu korytowego. Miejsca te, z zazwyczaj gęstą pokrywą roślinną, cechują się małą dostępnością do pomiarów topograficznych i badań geoekologicznych. Stąd brak informacji kartograficznej o wykształceniu nisz źródłiskowych oraz przejawach geomorfologicznego i sedymentacyjnego oddziaływania wypływów wód podziemnych w strefie rzeźby młodoglacjalnej.

Główny problem pracy rozważany jest w kontekście funkcjonowania obszarów źródłiskowych jako geindykatorów współczesnego rozwoju środowiska przyrodniczego w strefie młodoglacjalnej. Jednym z przejawów tego rozwoju jest inicjacja i ewolucja sieci rzecznej powodowana przez wypływy wód podziemnych. Do najistotniejszych zagadnień badawczych niniejszego opracowania należy zaliczyć określenie roli wypływów wód podziemnych w rozwoju obszarów źródłiskowych oraz rozpoznanie aspektów geomorfologicznych, hydrochemicznych i sedymentologicznych procesów źródłiskowych. Powyższe realizowano poprzez kilka zasadniczych celów obejmujących:

- charakterystykę układu cieków 1. rzędu w strefie młodoglacjalnej,
- rozpoznanie warunków środowiskowych, zwłaszcza geologicznych, hydrogeologicznych i geomorfologicznych, występujących w obszarach źródłiskowych sieci rzecznej, inicjowanych przez wypływy wód podziemnych,
- typologię morfometryczną zagłębień i nisz źródłiskowych,
- zbadanie hydrochemicznych aspektów funkcjonowania obszarów źródłiskowych,
- zidentyfikowanie procesów, osadów i form jako przejawów oddziaływania wypływów wód podziemnych,
- sformułowanie prawidłowości funkcjonowania obszarów źródłiskowych w strefie młodoglacjalnej.

Realizacja wymienionych celów oraz związanych z nimi zadań badawczych posłużyła do określenia udziału obszarów źródłiskowych w rozwoju sieci rzecznej na obszarze młodoglacjalnym, a w rezultacie do oceny roli wypływów wód podziemnych we współczesnym kształtowaniu rzeźby, a przez to także ich udziału w funkcjonowaniu systemu denudacyjnego Pomorza Zachodniego.

2.2. Obszar badań

Obszar badań stanowi południowa, lewobrzeżna część dorzecza Parsęty, która reprezentuje geosystem młodoglacjalny położony w zasięgu szerokiej i zróżnicowanej morfogenetycznie strefy marginalnej fazy pomorskiej

zlodowacenia wisły, z retuszem późnoglacialnym i holocenijskim (Zwoliński i in. 2008). Dziedzictwo paleogeograficzne tego obszaru warunkuje współczesne wykształcenie i funkcjonowanie obszarów źródliskowych oraz organizację sieci rzecznej w strefie klimatu umiarkowanego. Teren ten wyróżniają: duże urozmaicenie hipsometryczne związane z zespołami form rzeźby poglacialnej, stokowej i fluwialnej, zróżnicowane poziomo i pionowo sekwencje litologii osadów podłoża, a w konsekwencji mozaika pokrywy glebowej oraz użytkowania terenu. Współczesna rzeźba strefy młodoglacialnej kształtowana jest głównie pod wpływem: denudacji chemicznej, przeważającej nad mechaniczną, erozji i akumulacji wód spływających po stokach, erozji wgłębnej w górnych biegach rzek, procesów nadbudowywania teras zalewowych i erozji bocznej w dolnych biegach rzek oraz procesów degradacyjnych i agradacyjnych wywołanych działalnością człowieka (Kostrzewski i in. 2008).

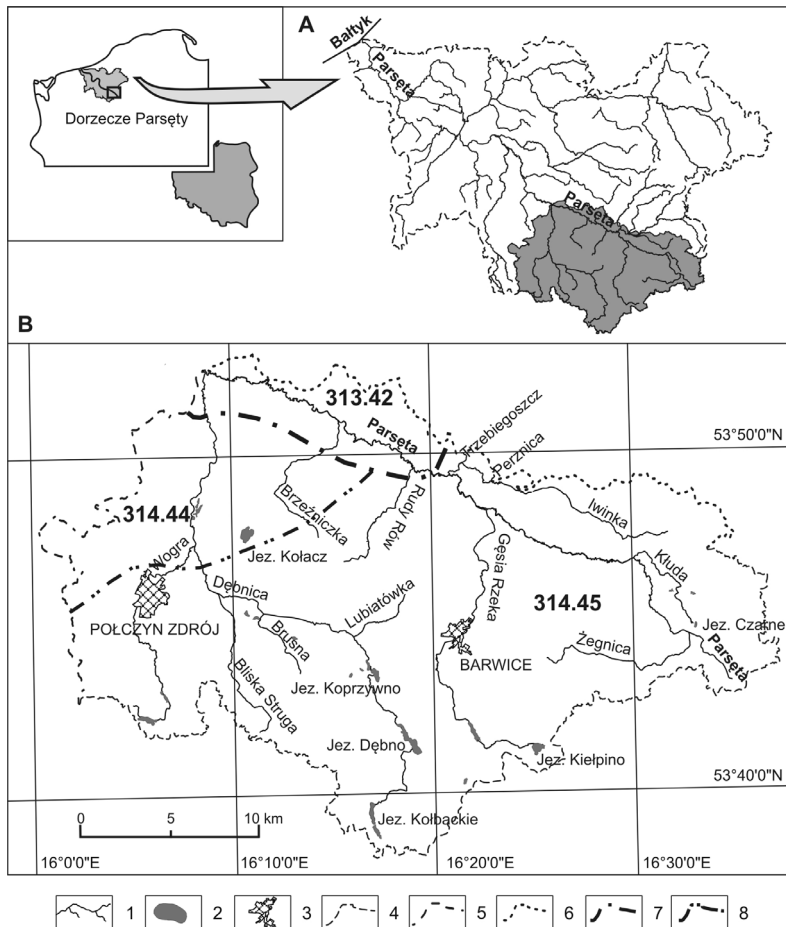
W obiegu wody, szczególnie w wykształceniu poziomów wodonośnych, ważna jest litostratygrafia osadów polodowcowych, stanowiona przez naprzemianległe dobrze przepuszczalne osady piaszczysto-żwirowe oraz półprzepuszczalne serie glin morenowych. Rozwijająca się sieć dolinna jest genetycznie związana z warunkami geomorfologicznymi i hydrogeologicznymi odziedziczonymi po ostatnim okresie glacialnym. Przy licznych występowaniu małych zagłębień bezodpływowych w pozycjach międzydolinnych, pełniących ważną rolę retencyjną w dorzeczu Parsęty, uboga jest sieć rynien poglacialnych. Brak też dużych zbiorników jeziornych.

Zatem, wybór południowej części dorzecza Parsęty jako obszaru badań został podyktowany kilkoma względami, które są reprezentatywne dla pomorskiej strefy młodoglacialnej:

- złożoną budową geologiczną podłoża poglacialnego z dominującym udziałem piasków fluwioglacialnych i glin morenowych,
- zróżnicowaniem morfogenetycznym rzeźby,
- energią rzeźby, w tym lokalnie znacznymi wysokościami względnymi i nachyleniami jak na nizinach,
- siecią dolinną o niskim stopniu zhierarchizowania oraz małą liczbą dolin bocznych, które powstały na zboczach rynien, wytopisk i wysoczyzn morenowych,
- warunkami pogodowymi i klimatycznymi charakterystycznymi dla umiarkowanej strefy morfoklimatycznej,
- zróżnicowanym udziałem wód podziemnych w zasilaniu koryt rzecznych i ich roli w funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego.

Wyznaczony obszar badań obejmuje południową część dorzecza Parsęty do ujścia lewobrzeżnego dopływu Dębicy, o powierzchni 617,2 km². Od południa ograniczony jest działem wodnym 1. rzędu, a od wschodu i za-

chodu działami wodnymi 2. i 3. rzędu zlewni cząstkowych lewobrzeżnych dopływów Parsęty (ryc. 1). W części północnej zasięg obszaru badań wyznaczają: dolina Parsęty, zlewnia Iwinki (dopływ Perznicy) oraz strefa ujścia Trzebiegoszczy do Perznicy – jej prawobrzeżnego dopływu. Pod względem regionalnym badany fragment dorzecza Parsęty leży na Pojezierzu Południowobałtyckim (podprowincja 314 wg podziału regionalnego J. Kondrackiego 1998; ryc. 1) w makroregionie Pojezierza Zachodniopomorskiego (314.4) oraz na Pobrzeżu Południowobałtyckim (podprowincja 313) w makroregionie Pobrzeża Koszalińskiego (313.4). Na obszarze badań występują

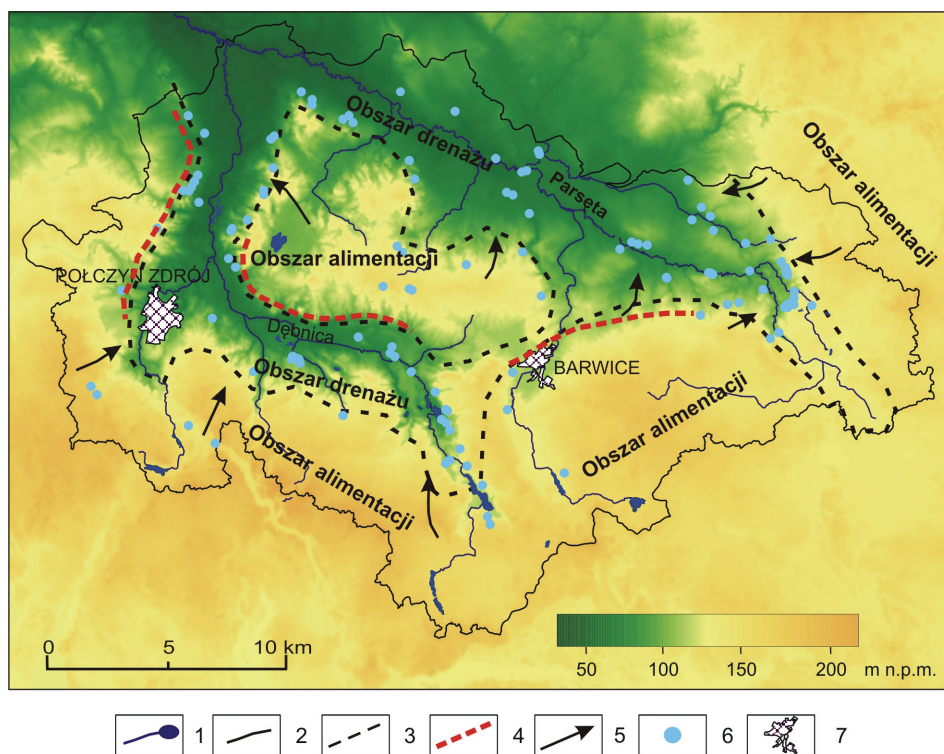


Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań: A – w dorzeczu Parsęty i B – na tle podziału regionalnego według J. Kondrackiego (1998) i podziału hydrograficznego Polski (KMPHP, 2004)

1 – sieć rzeczna, 2 – jeziora, 3 – miasta, 4 – dział wodny 1. rzędu, 5 – dział wodny 2. rzędu, 6 – dział wodny 3. rzędu, 7 – granica makroregionu, 8 – granica mezoregionu

trzy mezoregiony: Pojezierze Drawskie (mezoregion 314.45), Wysoczyzna Łobezka (314.44) i Równina Białogardzka (313.42). Zasięg obszaru badań wyznaczają współrzędne geograficzne $16^{\circ}00'17''$ i $16^{\circ}37'12''$ λ E oraz $53^{\circ}38'8''$ i $53^{\circ}52'32''$ φ N.

Na Pojezierzu Drawskim, w strefie najwyższych wzniesień środkowopomorskiego ciągu form marginalnych (Góra Polska 202,8 m n.p.m., Górzycyca 213,8 m n.p.m. i Wola Góra 219,2 m n.p.m.) przebiega topograficzny dział wodny pierwszego rzędu pomiędzy dorzeczem Odry (zlewnie Drawy i Gwdy) a zlewniami przymorskimi (dorzecze Parsęty) (*Atlas hydrologiczny Polski*, 1987; KMPHP, 2004; *Atlas podziatu...*, 2005). Najniżej położony punkt na obszarze badań o wysokości 41,3 m n.p.m. zlokalizowany jest u ujścia Dębnicy do Parsęty (ryc. 2).

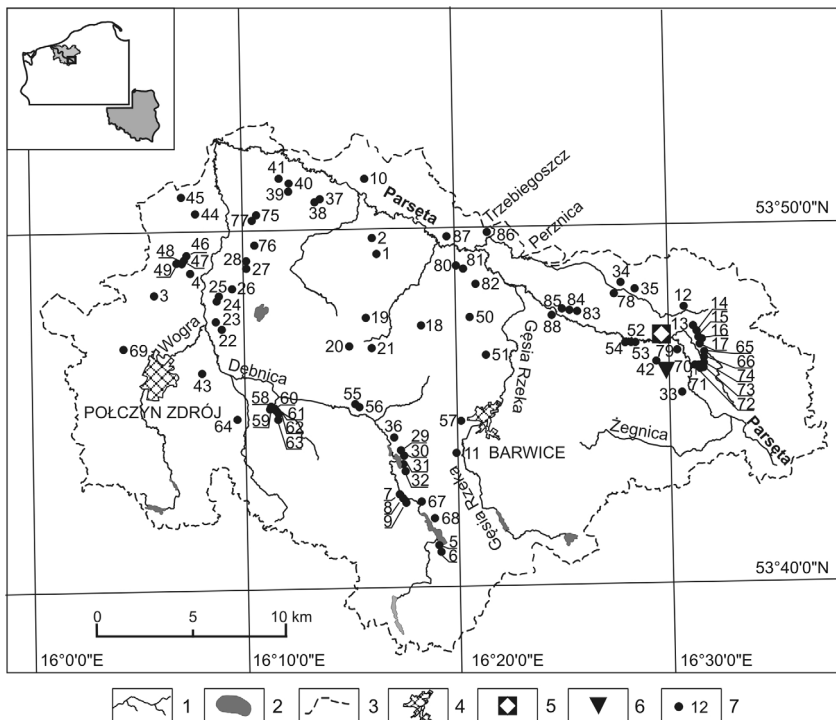


Ryc. 2. Hipsometria południowej części dorzecza Parsęty – cyfrowy model wysokościowy DEM uzyskany na podstawie DTED Level 2 i lokalizacja wypływów wód podziemnych na tle obszarów alimentacji i drenażu wód podziemnych według Z. Wiśniowskiego [inf. ustna]

1 – sieć rzeczna, jeziora, 2 – zasięg obszaru badań, 3 – obszary alimentacji i drenażu, 4 – mało przepuszczalna granica pomiędzy obszarami alimentacji i drenażu, 5 – kierunek przepływu wód podziemnych, 6 – wypływy wód podziemnych, 7 – miasta

Różnorodne formy polodowcowe: pagórkowate wysoczyzny morenowe, wzgórza i pagórki moren czołowych oraz moren martwego lodu, formy wypełnienia szczelinowego, a także strefy wytopiskowo-kemowe ze względu na duże wysokości lokalne wpływają na znaczną energię rzeźby. Deniwelacje sięgające do 170 m występują w strefie o szerokości 20–30 km. Północna i wschodnia część zlewni (52,8% powierzchni) charakteryzuje się niewielkim nachyleniem od 0 do 2°, a stoki o nachyleniu powyżej 5° występują na 9,5% powierzchni badanego obszaru. Największe nachylenie cechuje: obszary o rzeźbie kemowo-wytopiskowej (m.in. Skowrończe Góry), odcinki dolin rynnowych (rzeki Wogra, Dębica, Gęsia) i przełomowych (Parsęta) oraz strefy krawędziowe wysoczyzny morenowej. Najmniejszą energią rzeźby odznacza się płaska wysoczyzna morenowa na Równinie Białogardzkiej i Wysoczyźnie Łobezkiej (ryc. 2).

Na obszarze badań podczas kartowań terenowych zidentyfikowano 117 obiektów krenologicznych (ryc. 2), wśród których rozpoznano 88 obszarów



Ryc. 3. Lokalizacja stanowisk badawczych w południowej części dorzecza Parsęty

1 – sieć rzeczna, 2 – jeziora, 3 – zasięg obszaru badań, 4 – miasta, 5 – posterunek meteorologiczny w Stacji Geoekologicznej w Storkowie, 6 – piezometr w zlewni Chwalimskiego Potoku, 7 – stanowiska badawcze – ich nazwy oraz zakres przeprowadzonych pomiarów przedstawiono w tab. 1

Tabela 2. Charakterystyka 88 stanowisk badawczych w południowej części dorzecza Parsęty

ID	Stanowisko	φ N	λ E	Wysokość [m n.p.m.]	Cieki* zasilane z obszaru źródłkowego	Zakres pomiarów
1	Białowąs 1	53°49,2'	16°16,3'	96,0	CS/CS/P	
2	Borzęcino 2	53°49,6'	16°16,1'	80,0	CS/CS/P	G/T
3	Buślary 1	53°48,1'	16°05,8'	120,0	CS/CS/Dębica/P	
4	Buślary 2	53°48,7'	16°07,5'	67,5	CS/CS/Dębica/P	G/L/T
5	Damskie 1	53°41,0'	16°19,0'	140,0	CS/jez. Dębno/Dębica/P	
6	Damskie 2	53°40,8'	16°19,1'	155,0	CS/jez. Dębno/Dębica/P	
7	Dębno 1	53°42,4'	16°17,5'	110,0	CS/Dębica/P	G/T
8	Dębno 2	53°42,4'	16°17,5'	111,5	CS/CS/Dębica/P	
9	Dębno 3	53°42,4'	16°17,4'	113,0	CO/CS/Dębica/P	
10	Doble 1	53°51,3'	16°15,8'	60,0	CS/P	G/T
11	Gęsia Góra 1	53°43,6'	16°19,9'	127,5	CS/Gęsia Rzeka/P	
12	Iwin 1	53°47,6'	16°30,7'	114,0	CS/Iwinka/P	
13	Iwin 2	53°47,0'	16°31,1'	112,5	CO/Kłuda/P	
14	Iwin 3	53°46,9'	16°31,3'	117,5	CO/Kłuda/P	
15	Iwin 4	53°46,8'	16°31,3'	118,8	CO/CO/Kłuda/P	
16	Iwin 5	53°46,7'	16°31,3'	108,8	CS/Kłuda/P	F/G/H/L/P/T
17	Iwin 6	53°46,5'	16°31,4'	110,0	CS/Kłuda/P	F/G/H/T
18	Kaźmierzewo 1	53°47,1'	16°18,3'	130,0	CO/CS/Rudy Rów/P	
19	Kłodzino 3	53°47,5'	16°15,7'	132,5	CS/Rudy Rów/P	
20	Kłodzino 4	53°46,6'	16°14,9'	148,8	CSCZ/CS/Dębica/P	
21	Kłodzino 5	53°46,6'	16°16,0'	145,0	CSCZ/CS/CS/Dębica/P	
22	Kołacz 1	53°47,1'	16°08,9'	87,5	CS/Dębica/P	
23	Kołacz 2	53°47,4'	16°08,6'	82,5	CS/Dębica/P	
24	Kołacz 3	53°48,0'	16°08,8'	87,5	CS/CS/Dębica/P	
25	Kołacz 4	53°48,1'	16°08,8'	86,3	CS/Dębica/P	
26	Kołacz 5	53°48,3'	16°09,4'	103,8	CS/Dębica/P	
27	Kołacz 6	53°49,0'	16°10,1'	97,5	CS/Dębica/P	
28	Kołacz 7	53°48,9'	16°10,1'	97,5	CS/CS/Dębica/P	
29	Koprzywno 1	53°43,6'	16°17,4'	100,0	CS/jez. Koprzywno/Dębica/P	G/L/T
30	Koprzywno 2	53°43,6'	16°17,3'	100,0	CS/jez. Koprzywno/Dębica/P	L
31	Koprzywno 3	53°43,3'	16°17,4'	93,8	CS/CS/Dębica/P	
32	Koprzywno 4	53°43,1'	16°17,5'	107,5	CS/CS/Dębica/P	
33	Leśny Potok 1	53°45,2'	16°30,6'	111,3	CS/P	
34	Lubogoszcz 1	53°48,4'	16°27,9'	95,0	CS/Iwinka/Perznica/P	
35	Lubogoszcz 2	53°48,4'	16°28,8'	108,0	CS/Iwinka/Perznica/P	
36	Luboradza 1	53°44,1'	16°17,0'	98,8	CS/jez. Koprzywno/Dębica/P	
37	Nowe Dębno 2	53°50,7'	16°13,6'	67,5	CS/CS/P	G/T

cd. tab. 2

ID	Stanowisko	φ N	λ E	Wysokość [m n.p.m.]	Cieki* zasilane z obszaru źródłiskowego	Zakres pomiarów
38	Nowe Dębno 3	53°50,7'	16°13,4'	80,0	CS/P	
39	Nowe Dębno 4	53°51,0'	16°12,1'	80,0	CS/P	
40	Nowe Dębno 5	53°51,1'	16°12,2'	75,0	CO/CS/P	
41	Nowe Dębno 6	53°51,3'	16°11,7'	57,5	CS/P	G/T
42	Nowy Chwalim 2	53°46,1'	16°29,4'	114,5	Chwalimski Potok/Młyński Potok/P	
43	Ogartowo 1	53°46,0'	16°08,0'	92,5	CS/Dębica/P	
44	Ostre Bardo 1	53°50,4'	16°07,7'	63,8	CS/CS/Dębica/P	
45	Ostre Bardo 2	53°50,8'	16°07,1'	78,8	CS/Dębica/P	G/T
46	Ostre Bardo 4	53°49,2'	16°07,3'	87,0	CS/CS/Dębica/P	
47	Ostre Bardo 5	53°49,1'	16°07,2'	90,0	CS/CS/Dębica/P	G/L/T
48	Ostre Bardo 6	53°49,0'	16°07,1'	97,5	CS/CS/CS/Dębica/P	
49	Ostre Bardo 7	53°49,0'	16°06,8'	97,5	CS/CS/Dębica/P	
50	Ostrowąsy 1	53°46,3'	16°21,3'	115,0	dopływ spod Ostrowąsów/P	
51	Ostrowąsy 2	53°47,4'	16°20,6'	115,0	CO/dopływ spod Ostrowąsów/P	
52	Parsęta 1	53°46,8'	16°28,2'	87,0	CS/P	
53	Parsęta 2	53°46,8'	16°28,3'	88,8	CS/P	G/L/T
54	Parsęta 3	53°46,8'	16°28,2'	86,3	CS/P	
55	Piaski 3	53°45,0'	16°15,1'	81,3	CS/CS/Dębica/P	
56	Piaski 4	53°44,9'	16°15,3'	77,5	CS/Dębica/P	
57	Piaskowa Góra 1	53°44,5'	16°20,1'	127,5	CS/Gęsia Rzeka/P	G/T
58	Popielewo 1	53°44,9'	16°11,1'	96,3	CS/CS/Brusna/Dębica/P	
59	Popielewo 2	53°44,9'	16°11,2'	95,0	CS/Brusna/Dębica/P	
60	Popielewo 3	53°44,9'	16°11,3'	90,0	CS/Brusna/Dębica/P	
61	Popielewo 4	53°44,9'	16°11,4'	92,5	CS/Brusna/Dębica/P	G/T
62	Popielewo 5	53°44,9'	16°11,5'	94,0	CS/Brusna/Dębica/P	G/T
63	Popielewo 6	53°44,6'	16°09,6'	100,0	CS/Brusna/Dębica/P	
64	Popielewo 7	53°44,6'	16°09,6'	103,8	CS/Bliska Struga/Dębica/P	
65	Przeradz 1	53°46,3'	16°31,6'	98,8	CS/Kłuda/P	
66	Przeradz 3	53°46,2'	16°31,6'	107,5	CS/Kłuda/P	F/G/H/T
67	Przybkowo 1	53°42,3'	16°18,2'	140,0	CS/Dębica/P	
68	Przybkowo 2	53°41,8'	16°18,8'	135,0	CS/jez. Dębno/Dębica/P	
69	Przyrowo 1	53°46,6'	16°04,3'	106,3	CS/CS/Dębica/P	
70	Radomyśl 2	53°45,9'	16°31,2'	110,0	CS/Krętacz/P	G/H/T
71	Radomyśl 4	53°45,9'	16°31,3'	105,0	CS/Krętacz/P	
72	Radomyśl 5	53°46,0'	16°31,3'	107,5	CS/Krętacz/P	H
73	Radomyśl 6	53°46,0'	16°31,4'	105,0	CO/Krętacz/P	H
74	Radomyśl 7	53°46,0'	16°31,4'	120,0	CO/Krętacz/P	H

cd. tab. 2

ID	Stanowisko	φ N	λ E	Wysokość [m n.p.m.]	Cieki* zasilane z obszaru źródłiskowego	Zakres pomiarów
75	Rudno 1	53°50,3'	16°10,6'	75,0	CS/Dębница/P	G/T
76	Rudno 2	53°49,5'	16°10,5'	105,0	CS/Dębница/P	G/T
77	Rudno 3	53°50,2'	16°10,4'	70,0	CS/CS/Dębница/P	G/T
78	Storkowo 1	53°48,1'	16°27,5'	85,0	CS/Iwinka/Perznica/P	
79	Storkowo 3	53°46,4'	16°30,4'	99,0	CS/Młyński Potok/P	G/T
80	Sulikowo 1	53°48,8'	16°20,0'	69,0	CS/CS/dopływ spod Ostrowąsów/P	
81	Sulikowo 2	53°48,7'	16°20,4'	68,8	CS/P	
82	Sulikowo 3	53°48,3'	16°20,9'	71,3	CS/dopływ spod Ostrowąsów/P	
83	Wielawino 1	53°47,5'	16°25,6'	80,0	CS/P	F/G/H/L/T
84	Wielawino 2	53°47,5'	16°25,3'	82,5	CS/P	
85	Wielawino 3	53°47,6'	16°25,0'	78,8	CS/P	
86	Zwartowo 1	53°49,8'	16°21,3'	70,0	CS/Trzebiegoszcz/Perznica/P	F/G/H/T
87	Zwartowo 4	53°49,7'	16°19,6'	62,0	CS/P	
88	Żarnowo 1	53°47,4'	16°24,6'	75,0	CS/P	F/G/H/T

CO - ciek okresowy, CS - ciek stały, CSCZ - ciek stały częściowo zdrenowany, P - Parsęta; * - nazwy własne cieków wg *Mapy hydrograficznej Polski* w skali 1 : 50 000; kody pomiarów: F - profilowanie hydrochemiczne, G - kartowanie geomorfologiczne, H - sezonowe pomiary hydrologiczne i hydrochemiczne, L - kartowanie litologiczne, P - pomiary poziomu wód podziemnych w piezometrach (por. ryc. 4), T - pomiary topograficzne

źródłiskowych cieków 1. rzędu z przejawami erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód podziemnych, uznanych za podstawowe obiekty badawcze (ryc. 3, tab. 2). Natomiast z wybranych 88 stanowisk zakresem szczegółowych badań terenowych objęto 24 obszary źródłiskowe (tab. 2), które po wstępnym rekonesansie przyjęto za reprezentatywne pod względem hydrogeomorfologicznym.

2.3. Metody badań

W związku z niedostatecznym stanem rozpoznania stosunków krenologicznych na Pomorzu Zachodnim cykl badawczy poprzedzono analizą lokalizacji i charakterystyki wypływów wód podziemnych na obszarze badań, w południowej części dorzecza Parsęty (Mazurek 2006a). Zakres badań na tym etapie obejmował analizę: dostępnych opracowań piśmiennych, materiałów archiwalnych, map topograficznych i tematycznych. Lokalizacja obiektów krenologicznych została zweryfikowana i uzupełniona w trakcie kartowań krenologicznych za pomocą odbiornika GPS.

Podczas kartowania krenologicznego dla każdego obszaru źródłiskowego określono: wysokość n.p.m., położenie względem formy ukształtowania terenu, typ i morfologię strefy wypływu, warunki geologiczne i hydrogeologiczne, aktywne procesy morfogenetyczne, osady wypełniające nisze źródłiskowe, roślinność, sposób zagospodarowania zlewni i przejawy działalności antropogenicznej w obrębie obszaru źródłiskowego.

2.3.1. Prace terenowe

Ze względu na niewielkie rozmiary zagłębień i nisz źródłiskowych oraz niewystarczającą dokładność map topograficznych w skali 1 : 10 000 konieczne było wykonanie bezpośrednich pomiarów tachymetrycznych w celu przedstawienia ich morfometrii. Dla 24 zagłębień źródłiskowych (tab. 2) wykonano precyzyjne pomiary topograficzne metodą kombinowaną przy użyciu odbiornika GPS System SR530-RT Leica oraz teodolitu Elta R55w. W trakcie prac terenowych stwierdzono duże trudności w pozyskaniu danych satelitarnych dotyczących rzeźby wnętrza nisz z odbiornika GPS, bo-

Tabela 3. Metody analityczne zastosowane w analizach laboratoryjnych

Parametr	Metoda oznaczania	Aparatura
Przewodność elektrolityczna właściwa (PEW)	konduktometria w temp. odniesienia 25°C	wielofunkcyjny miernik CX-401, Elmetron
pH	elektrometryczna, potencjometria	wielofunkcyjny miernik CX-401, Elmetron
Tlen rozpuszczony O ₂	elektrometryczna, potencjometria	wielofunkcyjny miernik CX-401, Elmetron
TOG	miareczkowa z wersenianem dwusodowym (EDTA)	
Ca ²⁺	miareczkowa z wersenianem dwusodowym (EDTA)	
Na ⁺ , K ⁺	plamieniowa spektrometria emisji atomowej (FAES)	spektrometr absorpcji atomowej SpectraAA 20 Plus, Varian
HCO ₃ ⁻	miareczkowa (acydymetryczna) wobec oranżu metylowego	
Cl ⁻ , NO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻	chromatografia jonowa	chromatograf jonowy DX-120, Dionex, eluent Na ₂ CO ₃ /NaHCO ₃
SiO ₂	spektrofotometria z molibdenianem amonowym	spektrofotometr SPEKOL 1100, Carl-Zeiss-Technology
Mg ²⁺ , Fe ²⁺ /Fe ³⁺ , Mn ²⁺	plamieniowa spektrometria absorpcji atomowej (FAAS)	spektrometr absorpcji atomowej SpectraAA 20 Plus, Varian

wiem większość punktów położonych jest w miejscach osłoniętych przez drzewa lub strome zbocza. W takich sytuacjach satelitarne pomiary geodezyjne wspomagano pomiarami tachymetrycznymi. Otrzymane dane wysokościowe stanowiły podstawę utworzenia cyfrowych modeli wysokościowych nisz o rozdzielczości siatki 0,5 m, na podstawie której wykonano interpolację metodą krigingu. Ze względu na niewielkie odległości pomiarów dokonano z jednego stanowiska (z wyjątkiem rozczłonkowanego stanowiska Wielawino 1, ID 83). Błędy pomiaru odległości i wysokości nie przekraczały $\pm 0,05$ m.

Otrzymane cyfrowe modele wysokościowe stanowiły podstawę wykonania map geomorfologicznych dla badanych nisz źródłiskowych. Na ich podstawie rejestrowano formy utworzone przez wypływy wód podziemnych, ruchy masowe, wody powierzchniowe oraz formy powstałe w wyniku oddziaływania roślin i zwierząt, a także działalności człowieka.

W uzupełnieniu rozpoznania litologicznego osadów powierzchniowych 88 zagłębień źródłiskowych w lipcu i wrześniu 2004 r. przeprowadzono szczegółowe kartowanie litologiczne w obrębie ośmiu zagłębień źródłiskowych (ryc. 3, tab. 2). Wykonano 170 płytkich sondowań litologicznych (sondy ręczne – maks. do głębokości 5,5 m) i cztery szurfy oraz odsłonięcia (maks. do głębokości 2,2 m) z poborem próbek osadów do dalszych analiz.

Po rekonesansie terenowym przeprowadzonym w roku 2000 (6.10) oraz 2001 (25.05 i 24.08) do hydrometrycznych i hydrochemicznych pomiarów okresowych wytypowano 10 stanowisk (tab. 2) w obszarach źródłiskowych reprezentujących:

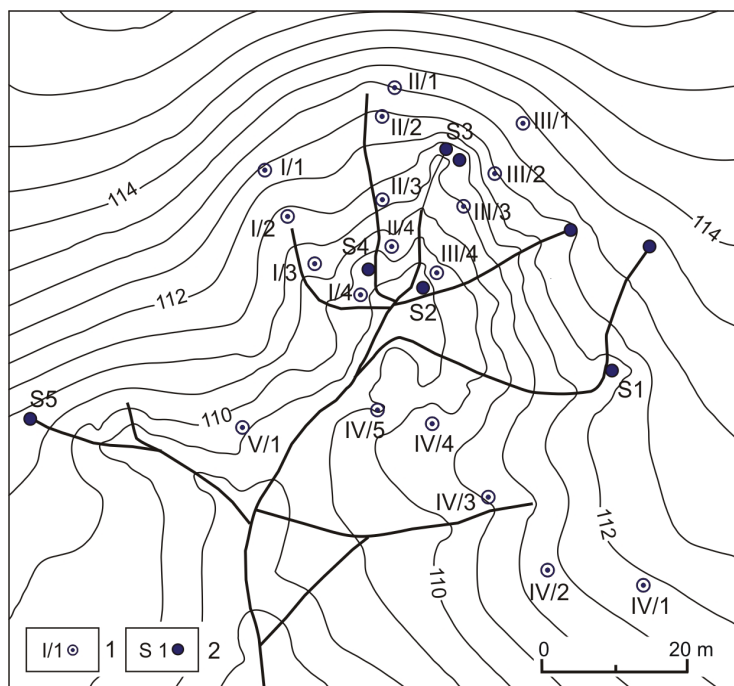
- 1) różne typy wypływów,
- 2) odmienną lokalizację w obrębie jednostek geologicznych i geomorfologicznych,
- 3) zróżnicowaną morfologię oraz litologię osadów zagłębień i nisz źródłiskowych.

Pomiary przepływów w ciekach wypływających z obszarów źródłiskowych wykonywano co trzy miesiące w latach hydrologicznych 2002–2005. Przy grupowym występowaniu różnych typów wypływów pomiaru dokonano w miejscu, gdzie koncentruje się wypływ wody z całej strefy i zorganizowany jest odpływ korytowy. Pomiar przepływu przeprowadzono metodą konduktometryczną należącą do grupy metod chemicznych, sprawdzoną w profilach niestabilizowanych małych cieków (Stach 1992). W terenie mierzono: temperaturę wody (z dokładnością $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$), pH ($\pm 0,05$ jednostek), zawartość rozpuszczonego tlenu ($\pm 0,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) i przewodność elektrolityczną właściwą (PEW) ($\pm 0,1\%$) z kompensacją do temperatury odniesienia 25°C (stosując wielofunkcyjny miernik CX-401, Elmetron). Równolegle pobierano próbki wody w celu określenia jej składu chemicznego oraz zawartości zawiesiny (w latach hydrologicznych 2004–2005). W sześciu obszarach

źródłiskowych (ryc. 2, F - profilowanie hydrochemiczne) wykonano badania cech fizykochemicznych wszystkich występujących typów wypływów wód. Przeprowadzono pomiary takich parametrów, jak: przewodność elektrolityczna właściwa, pH i temperatura wody, a w niszy Iwin 5 stężenie rozpuszczonego tlenu. Dodatkowo wzdłuż biegu cieków, które stopniowo organizują się w niszach, zrobiono profilowanie hydrochemiczne co 2 lub 4 m wskazanych parametrów fizykochemicznych.

We wrześniu 2004 r. w porównywalnych warunkach hydrometeorologicznych wykonano pomiary przepływów w ciekach wypływających z 88 obszarów źródłiskowych (ryc. 3) z równoczesnym poborem próbek wody do analiz hydrochemicznych.

Na stanowisku Iwin 5 (ID 16, zlewnia Kłudy, ryc. 3, 4) zainstalowano 20 płytkich (do 1 m głębokości) piezometrów, w których od lipca 2004 do czerwca 2005 r. wykonano 14 pomiarów stanów wód podziemnych, mierząc pH i przewodność właściwą wody (PEW). Dwukrotnie (14.09.2004 i 30.04.2005), po uprzednim wypompowaniu wody z piezometrów, pobrano próbki wody w celu oznaczenia właściwości fizykochemicznych.



Ryc. 4. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych w obszarze źródłiskowym Iwin 5
1 - lokalizacja piezometrów, 2 - badane źródła

2.3.2. Analizy laboratoryjne

Skład chemiczny analizowano dla próbek wody z okresowych badań wpływów wód podziemnych oraz próbek pobranych z piezometrów. Próbki wody poddano filtracji przez celulozowe sączi membranowe Whatmana o średnicy porów $0,45 \mu\text{m}$. Po filtracji oznaczano makroskład jonowy (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-), stężenia jonów $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ i Mn^{2+} oraz zjonizowanej krzemionki SiO_2 . Do oznaczeń składu chemicznego zastosowano metody analityczne (tab. 3) zgodne z Polskimi Normami, przedstawione między innymi w opracowaniach W. Krawczyk (1992) oraz W. Hermanowicza i in. (1999). Prace laboratoryjne zostały wykonane w Stacji Geoekologicznej Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Storkowie oraz laboratorium Zakładu Geoekologii WNGiG Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. Poprawność oznaczonych stężeń jonów sprawdzono względem pomierzonej przewodności elektrolitycznej właściwej (Manual for the GAW Precipitation Chemistry Programme, 2004; ICP Forest Manual, 2006) oraz opierając się na bilansie jonowym wody. Różnice między sumą kationów i anionów nieprzekraczające 5% uznano za dopuszczalne (Macioszczyk 1987). Przewodność elektrolityczna właściwa wody była podstawą obliczenia koncentracji materiału rozpuszczonego (C_d), ładunku materiału rozpuszczonego (L_d) i spływu jonowego (A_d). Dla określenia C_d wykorzystano stosowaną dla wód zlewni górnej Parsęty (Kostrzewski, Zwoliński 1985; Mazurek 2000) zależność:

$$C_d = 0,688 \cdot \text{PEW},$$

gdzie:

C_d – koncentracja materiału rozpuszczonego [$\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$],
 PEW – przewodność elektrolityczna właściwa [$\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$].

Koncentrację materiału zawieszonego (C_s) oznaczano metodą wagową (Brański 1968), a następnie obliczono ładunek materiału zawieszonego (L_s) i odpływ zawiesiny (A_s).

Dla pobranych próbek osadów wykonano analizę składu mechanicznego, zawartości substancji organicznej oraz węgla wapnia. Skład mechaniczny próbek osadów określono metodą sitową na zestawie sitowym o przedziale frakcyjnym co $1/3 \phi$. Analizę frakcji najdrobniejszych od $3,25$ do $9,0 \phi$ wykonano metodą areometryczną Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego (Dzięciołowski 1980). W charakterystyce osadów wynikającej z procentowego udziału poszczególnych frakcji stosowano podział według Państwowego Instytutu Geologicznego (*Instrukcja...*, 2004). Wskaźniki uziarnienia obliczono metodą Folka i Warda (1956), wykorzystując program *Gradistat* (Blott, Pye 2001). W wybranych próbkach osadów metodą objętościową oznaczano

węglan wapnia przy użyciu aparatu Scheiblera (Bednarek i in. 2004). Zawartość materii organicznej (OM) określano po wysuszeniu próbek w temperaturze 105°C, a następnie przez oznaczenie strat wagi podczas prażenia w temperaturze 550°C. Skład mineralogiczny wytrąceń żelazistych i martwicy wapiennej otrzymano za pomocą badania rentgenograficznego w Instytucie Geologii WNGiG Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza.

2.3.3. Prace kameralne

Charakterystyki morfometryczne dla obszaru badań oparto na cyfrowym modelu wysokościowym DEM, uzyskanym na podstawie DTED Level 2 w układzie współrzędnych UTM, o rozdzielczości około 30 m. Cyfrowe modele wysokościowe o rozdzielczości poziomej 5 m dla 88 zlewni zerowego odpływu oraz wybranych większych obszarów testowych sporządzono na podstawie zdigitalizowanych w programie *CartaLinx* danych wysokościowych z zeskanowanych map topograficznych w skali 1 : 10 000 o cięciu poziomym 1,25 m.

Dane topograficzne uzyskane z pomiarów terenowych dla 26 nisz źródłiskowych (24 zagłębień źródłiskowych) zostały opracowane w programie komputerowym *Surfer 8.02* (Golden Software Inc., 1993–2002), w którym wykonano interpolację metodą kriginu oraz wykreślano mapy rozkładów przestrzennych analizowanych parametrów. Na podstawie cyfrowych modeli wysokościowych nisz źródłiskowych sporządzono m.in.: profile poprzeczne i podłużne nisz, analizy spadków, ekspozycji i krzywizny stoków, topograficznego indeksu wilgotności, kierunku spływu wód itp. Warstwy wektorowe i rastrowe rzeźby terenu oraz sieci rzecznej analizowane były w programie *Idrisi Kilimanjaro* i *TAS 2.0.9*. Część warstw tematycznych została zwizualizowana za pomocą programu *Surfer 8.02*. i *CorelDraw 12*.

W matematyczno-statystycznych opracowaniach wyników analiz laboratoryjnych korzystano z pakietów procedur statystycznych zawartych w programach *Microsoft Excel* i *Statistica v. 8.0*. Do analiz wyników hydrochemicznych (m.in. wskaźnika nasycenia względem kalcytu SIc) wykorzystano program *PHREEQC* (Parkhurst, Appelo 1999).

2.4. Dane źródłowe

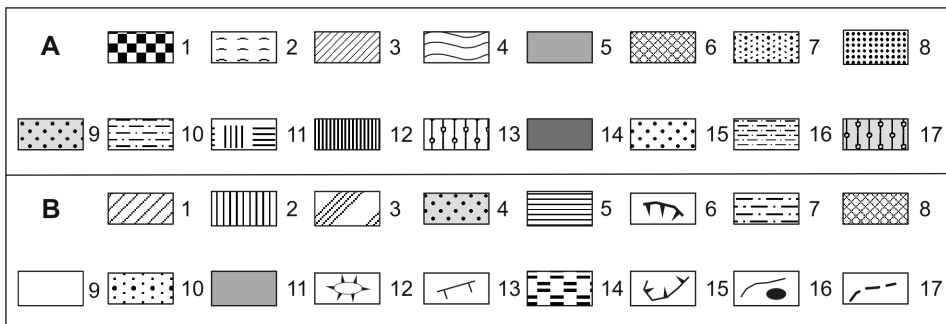
W opracowaniu posłużono się materiałami źródłowymi obejmującymi:

- 1) materiały kartograficzne:
 - a) mapy topograficzne w skali 1 : 10 000 z lat 1987–1989,

- b) niemieckie mapy topograficzne Messtischblätter w skali 1 : 25 000 z 1935 r. (Messtischblatt 2163 Groß Krössin, Messtischblatt 2263 Kollatz, Messtischblatt 2262 Bad Polzin, Messtischblatt 2164 Gramezz, Messtischblatt 2265 Persanzing, Messtischblatt 2264 Bärwalde),
 - c) mapę hydrograficzną w skali 1 : 50 000 – arkusze odpowiednio w wersji analogowej i cyfrowej: Złocieniec N-33-93-A (Choiński 2003a), Łubowo N-33-93-B (Choiński 2003b), Szczecinek N-33-82-C (Kostecki 2003), Dobrowo (Kostecki, Wrzesiński 2006), Połczyn Zdrój N-33-81-C (Wrzesiński 2003a), Barwice N-33-81-D (Wrzesiński 2003b); *Komputerową mapę podziału hydrograficznego Polski* (KMPHP, 2004) wykonaną przez Ośrodek Zasobów Wodnych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej,
 - d) *Szczegółową mapę geologiczną Polski* (SMGP) w skali 1 : 50 000 oraz szkice geomorfologiczne – arkusze odpowiednio w wersji analogowej i cyfrowej: Barwice (Popielski 2000), Tychowo (Kwapisz 2000), Łubowo (Lewandowski i in. 2003), Szczecinek (Popielski 2003), Bobolice (Marszałek, Szymański 2003); legendę do szkiców geologicznych i geomorfologicznych zamieszczono na rycinie 5,
 - e) mapę hydrogeologiczną Polski w skali 1 : 50 000 – arkusze w wersji analogowej i cyfrowej: Połczyn Zdrój (Fuszara 1998), Barwice (Wiśniowski 1998a), Dobrowo (Wiśniowski 1998b), Tychowo (Wiśniowski 1998c), Bobolice (Kreczko, Prussak 2004), Łubowo (Bielec, Ope-racz 2004);
- 2) cyfrowy modelu wysokości DEM uzyskany na podstawie DTED Level 2 z Wojskowego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji;
- 3) materiały dokumentacyjne:
- a) mapy sieci drenarskiej z Zachodniego Zarządu Melioracji i Urządzeń Wodnych (oddziały w Szczecinku i Świdwinie),
 - b) materiały dokumentacyjne zebrane w trakcie inwentaryzacji przyrodniczej gmin Barwice, Grzmiąca i Połczyn Zdrój, położonych na terenie badań, z Biura Konserwacji Przyrody w Szczecinie,
 - c) materiały dokumentacyjne Drawskiego Parku Krajobrazowego,
 - d) *Mapę mokradeł i użytków zielonych Polski* udostępnioną w wersji cyfrowej (Piórkowski i in. 2010),
 - e) materiały dokumentacyjne z Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych HYDRO i Centralnego Archiwum Geologicznego Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie;
- 4) wyniki monitoringu meteorologiczno-hydrologicznego prowadzonego w Stacji Geoekologicznej Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Storkowie w ramach ogólnopolskiego programu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, w tym:

- a) charakterystykę elementów meteorologicznych z posterunku meteorologicznego,
- b) charakterystykę stanu wód podziemnych w zlewni Chwalimskiego Potoku.

Realizacja podjętych celów badawczych wymagała zastosowania różnorodnych metod w zakresie prac terenowych i laboratoryjnych. W wybranych w wyniku analizy materiałów archiwalnych i kartowania krenologicznego 88 stanowiskach badawczych zastosowano, w różnym zakresie, następujące techniki badawcze: geomorfologiczne, sedymentologiczne, hydrometryczne, hydrochemiczne. Uzyskane w latach hydrologicznych 2000–2005 dane jakościowe i ilościowe stanowią podstawę poznania uwarunkowań i współczesnego funkcjonowania obszarów źródliskowych w południowej części dorzecza Parsęty.



Ryc. 5. Wyciąg z legendy do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1 : 50 000 (zmodyfikowany)

A - litologia osadów

Holocen:

1 - torfy niskie, 2 - piaski humusowe, 3 - piaski rzeczne den dolinnych i terasów zalewowych, 4 - gytie;

Holocen-plejstocen:

5 - piaski eoliczne, 6 - piaski i gliny deluwialne;

Plejstocen, zlodowacenie wisły:

faza pomorska:

7 - piaski rzeczne teras erozyjno-akumulacyjnych nadzalewowych, 8 - piaski mułkowate, piaski i żwiry kemów, 9 - piaski ze żwirami fluwiogłajalne górne, 10 - piaski żwirowo-pyłowe lodowcowe, 11 - piaski żwirowo-pyłowe lodowcowe na glinach morenowych, 12 - piaski, żwiry i gliny moren czołowych, 13 - gliny morenowe, 14 - gliny moren z wyciśnięcia, 15 - piaski ze żwirami fluwiogłajalne dolne, 16 - mułki ilaste i iły zastoiskowe,

faza leszczyńsko-poznańska:

17 - gliny morenowe.

B - geomorfologia

1 - wysoczyzna morenowa płaska, 2 - wysoczyzna morenowa falista, 3 - wzgórza morenowe, 4 - równiny sandrowe, 5 - kemy, 6 - rynnny subglajalne, 7 - równiny i doliny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych, 8 - równiny piasków przewianych, 9 - dna dolin rzecznych oraz terasy zalewowe 0,0–2,0 m n.p. rzeki, 10 - terasy rzeczne nadzalewowe 2–6 m n.p. rzeki, 11 - dolinki, 12 - ostańce, 13 - stoki erozyjne, 14 - równiny torfowe, 15 - nisze źródliskowe, 16 - sieć hydrograficzna, 17 - zlewnie 0. rzędu

* * *

Badania hydrogeomorfologii obszarów źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty były prowadzone w latach 2000–2005 w trakcie realizacji projektu badawczego Komitetu Badań Naukowych nr 3 PO4E04323 „Rozwój obszarów źródłiskowych rzek i ich znaczenie dla funkcjonowania systemu fluwialnego w obszarach młodogłacjalnych (Pomorze Zachodnie)” oraz w ramach badań statutowych i własnych Zakładu Geoekologii Instytutu Geoinformacji i Geoekologii Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

Wyrażam podziękowania wszystkim osobom i instytucjom, które przyczyniły się do realizacji niniejszej pracy.

Pragnę serdecznie podziękować Profesorowi dr. hab. Andrzejowi Kostrzewskiemu za inspirację do podjęcia badań, pomoc w tworzeniu warsztatu badawczego i gotowość do dyskusji na temat problematyki prowadzonych przeze mnie badań. Profesorowi UAM dr. hab. Zbigniewowi Zwolińskiemu dziękuję za cenne wskazówki udzielone mi podczas badań terenowych oraz konsultacje w trakcie przygotowywania manuskryptu.

Dziękuję również wszystkim Koleżankom i Kolegom z Zakładu Geoekologii za rady i uwagi w czasie zebrań naukowych oraz twórczą atmosferę w pracy. W sposób szczególny jestem wdzięczna wszystkim osobom, które pomagały mi w pracach terenowych w dorzeczu Parsęty: dr. Józefowi Szpikowskiemu, mgr Monice Domańskiej, dr. Jackowi Tylkowskiemu, dr. Robertowi Kruszykowi, Andrzejowi Grzegorskiemu, mgr. Adamowi Nawrotowi, mgr. Radosławowi Jagodzińskiemu, dr Renacie Paluszkiwicz. Natomiast dr Grażynie Szpikowskiej, mgr Monice Domańskiej i mgr. Radosławowi Jagodzińskiemu dziękuję za pomoc w analizach hydrochemicznych i sedymentologicznych.

Pragnę także podziękować: dr Julicie Biernackiej, dr Beacie Gruszcze, dr. hab. Mariuszowi Lamentowiczowi, dr Monice Lutyńskiej i dr. hab. Mirosławowi Makohonienko za konsultacje i dyskusje w zakresie sedymentologii i paleobotaniki, natomiast dr. Dariuszowi Kasztelanowi jestem wdzięczna za pomoc w pozyskaniu i interpretacji danych hydrogeologicznych, a dr. Zbigniewowi Osadowskiemu dziękuję za rozpoznanie szaty roślinnej obszarów źródłiskowych.

Szczególnie serdeczne podziękowania składam Profesorowi dr. hab. Kazimierzowi Krzemieniowi za recenzję wydawniczą oraz wiele cennych, trafnych uwag merytorycznych i redakcyjnych, które pomogły w przygotowaniu końcowej wersji manuskryptu do druku.

3

OBSZAR ŹRÓDLISKOWY JAKO MIEJSCE INICJACJI KORYTA RZECZNEGO

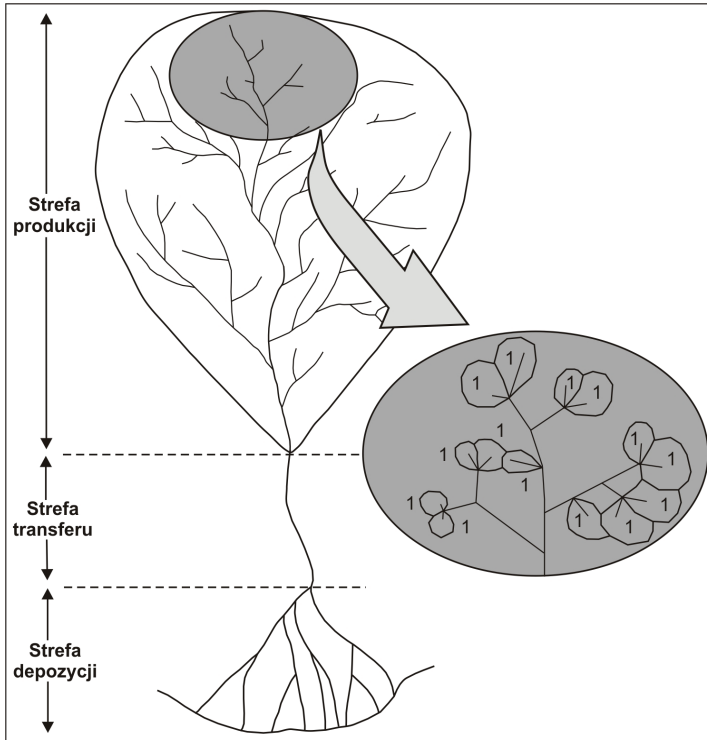
3.1. System źródłiskowy

Badania geomorfologiczne w zlewniach cieków 1. rzędu (1R) skoncentrowane są na: rozpoznaniu prawidłowości kształtowania odpływu (Hewlett, Hibbert 1967; Mosley 1979; Pearce i in. 1986; Wilson i in. 1990; Burt 1986; Sidle i in. 2000; Sidle, Onda 2004), mechanizmach inicjacji i wykształcenia koryta rzeczne (Montgomery, Buffington 1997), warunkach dostawy, transportu i akumulacji materiału (Hewlett, Hibbert 1967; Dietrich, Dunne 1978; Montgomery, Buffington 1998; Gomi i in. 2003; Hattanji, Onda 2004; Benda i in. 2005) oraz krążeniu składników chemicznych (Likens i in. 1977; Stach 2003; Szpikowska 2007b). Procesy te rozpoznawane są dość intensywnie w zlewniach 1R od wczesnych lat 60. XX w., a jednak rola cieków 1R oraz powiązania pomiędzy górnym źródłiskowym odcinkiem a środkowym i dolnym biegiem rzeki pozostają ciągle problemem badawczym (Gomi i in. 2002). Dla poznania aktualnego stanu, określenia tendencji rozwojowych i potencjalnych skutków ingerencji człowieka ważne są bowiem badania struktury systemu koryta w całym jego profilu podłużnym (Krzemień 1981; Gorczyca i in. 2008). Zlewnie 1R coraz częściej stanowią przedmiot badań interdyscyplinarnych⁴, co wymaga opracowania metodologii badań i stosowania zróżnicowanych metod. Aplikacyjny wymiar tych badań jest szczególnie istotny w zarządzaniu obszarami zlewni 1R, zwłaszcza na terenach rolniczych. Powszechność występowania tego rodzaju zlewni w różnych strefach morfoklimatycznych skłania do zastosowania podczas tych badań uniwersalnego podejścia systemowego.

Każdy ciek bez względu na wielkość ma zlewnię 1R (ryc. 6). Zlewnie te, w pracy określane jako zlewnie źródłiskowe, pełnią istotną rolę w systemie fluwialnym (Schumm 1977), wzbogacając georóżnorodność i bioróżnorod-

⁴ Przeglądu najważniejszych problemów dotyczących zlewni źródłiskowych dokonuje seria *International Conference on Headwater Control* (m.in.: 3rd ICHC - New Delhi 1996, 4th ICHC - Merano 1999, 5th ICHC - Nairobi 2002, 6th ICHC - Bergen 2005, 7th ICHC - Kyoto 2008).

ność w dorzeczu. Zlewnie źródłiskowe stanowią miejsca organizacji i koncentracji rozproszonego spływu powierzchniowego i podziemnego wody, co prowadzi do inicjacji oraz rozbudowy układu cieków. Z uwagi na pełnione funkcje hydrologiczne i morfogenetyczne zlewnie 1R (źródłiskowe) można wydzielić jako odrębne systemy źródłiskowe (*headwater system*) w ogólnym systemie fluwialnym.



Ryc. 6. Cieki 1. rzędu według klasyfikacji Hortona-Strahlera w systemie fluwialnym oparte na schemacie systemu fluwialnego według S.A. Schumma (1977)

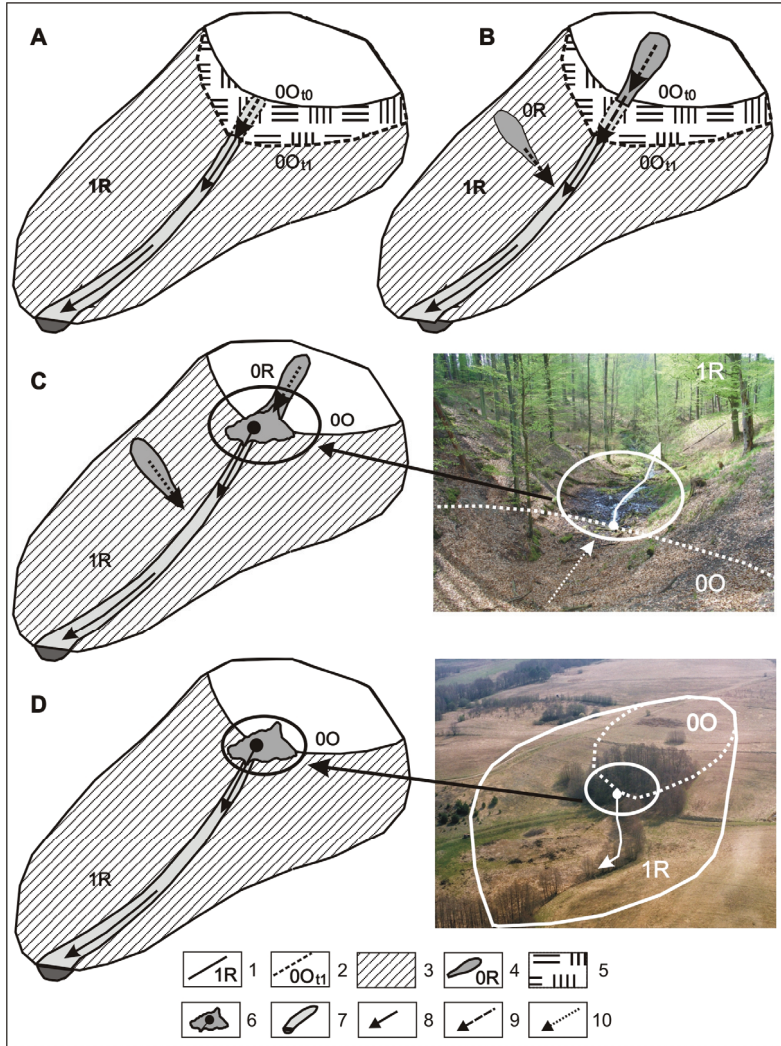
W obrębie systemu źródłiskowego (zlewni 1R) można wyróżnić dwa główne podsystemy powierzchniowe – stokowy i korytowy. Pozostają one najczęściej ściśle powiązane z uwagi między innymi na brak subsystemów terasowych i szerokiego dna doliny, które w dolinach wyższych rzędów pełnią zwykle rolę buforową dla poprzecznego czy skośnego przepływu wody i materiału. Zlewnie 1R wyróżnia zatem najczęściej brak tych stref buforowych oraz bezpośrednie zależności między procesami hydrologicznymi, geomorfologicznymi i biogeochemicznymi zachodzącymi na stokach

i w korytach, a także intensywność i dynamika tych procesów. Ze względu na krótki czas przepływu wody i często małą retencyjność zlewnie te wykazują szybką reakcję na intensywne opady, roztopy i zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych. Wiąże się z tym znaczna zmienność czy wręcz pulsacyjność przepływów energii i materii jako bezpośrednia reakcja procesów korytowych na zmiany w podsystemie stokowym. Mały obszar tych zlewni sprzyja także szybkim reakcjom na wpływy antropogeniczne zachodzące w skali globalnej, regionalnej i lokalnej, obejmujące zmiany w podsystemie stokowym (wyrąb lasu, budowa dróg, melioracje, zabiegi agrotechniczne, pożary) i podsystemie korytowym (zabudowa hydrotechniczna, pobór wody). Zmiany rzeźby, które następują na stokach i w korytach rzecznych, są zatem przeważnie synchroniczne, ale ich efekty w korycie pojawiają się albo z mniejszym nasileniem, albo są rozłożone w czasie. Współzależność i współdziałanie podsystemów stokowego i korytowego można dobrze obserwować zwłaszcza podczas procesów o skali ekstremalnej, gdy przekroczone zostają wielkości progowe dla procesów zarówno stokowych, jak i korytowych, kiedy materiał dostarczony ze stoków przemieszcza się równocześnie z materiałem dostarczanym z obwodu zwilżonego koryta wzdłuż biegu rzeki (m.in.: Kostrzewski i in. 1992, 1994; Stach 2003; Górczyca, Krzemień 2008; Starkel 2008). Za prawidłowość można zatem uznać, zgodnie z poglądem S.A. Schumma (1977), że zlewnie źródłiskowe stanowią ważne obszary denudacji oraz dostawy wody, materiału mineralnego i składników biogennych do położonych niżej części systemu fluwialnego. Przewaga tych procesów wskazuje na mniejszą rolę procesów transportowych i akumulacyjnych w zlewniach 1R.

Większość opisanych prawidłowości charakterystyczna jest dla zlewni cieków 1R, ale może także obejmować cieki 2R oraz 3R. W zlewniach cieków 2. i 3. rzędu nadal mogą utrzymywać się silne zależności między podsystemem stokowym i korytowym, co skłoniło A.N. Strahlera (1957) do objęcia określeniem zlewni źródłiskowych także zlewni 2R i 3R. Natomiast T.P. Burt (1992) za zlewnię źródłiskową przyjmuje ogólniej zlewnię, w której reżim hydrologiczny jest silnie uwarunkowany funkcjonowaniem podsystemu stokowego. W hydrologii występuje też szersze pojęcie zlewni źródłiskowej, w której zostaje wykształcona pełna struktura odpływu całkowitego, zapewniająca stabilność przepływów w roku (Drwal 1982). Zlewnie źródłiskowe mimo małych powierzchni mogą stanowić nawet do 70–80% całości dorzecza (Sidle i in. 2000). Joint Research Centre (Colombo i in. 2001) wydzielił zlewnie źródłiskowe dla obszaru Unii Europejskiej (3220 tys. km²), opierając się na cyfrowym modelu wysokościowym (DEM) o rozdzielczości 1 km². W zależności od zastosowanej metody analizy geoinformacyjnej stanowiły one od 41% do 58% rozpatrywanej powierzchni.

W sumarycznie opisanym systemie źródłiskowym, który jest systemem otwartym, podsystem stokowy kształtuje wejście do systemu, a podsystem korytowy pełni rolę wyjścia z systemu. Natomiast odrębną aktywnością hydrologiczną i geomorfologiczną wyróżniania się styk tych dwóch podsystemów, który można nazwać podsystemem początku koryta. Jest to podsystem dotychczas niedoceniany w badaniach systemów źródłiskowych. Zasługuje on na większą uwagę, gdyż w głównej mierze oddziałuje na rozwój sieci rzecznej. Zlokalizowany w zlewni 1R początek koryta rzeczno stanowi miejsce występowania skoncentrowanego spływu wody, transportu materiału oraz związanych z nim form dennych między wyraźnie wykształconymi brzegami koryta. Jego położenie powinno być rozpoznawalne pod względem geomorfologicznym i sedimentologicznym nawet po zaniku przepływu (Dietrich, Dunne 1993). Początek koryta wyznacza wystąpienie procesów i form fluwialnych, które pojawiają się po stopniowym wygaśnięciu procesów pozostających pod wpływem uwarunkowań podsystemu stokowego. Podsystem początku koryta funkcjonuje zatem jako geomorfologiczne przejście pomiędzy podsystemem działających powierzchniowo procesów denudacji a podsystemem liniowych procesów erozyjnych, prowadzących do fragmentacji (rozcłonkowania) powierzchni terenu. Początek koryta jest niezmiernie wrażliwy na oddziaływanie zewnętrznych i wewnętrznych zmiennych, a jego stan może być uznawany za geoindykator zmian nie tylko w samym systemie źródłiskowym czy fluwialnym, ale również w otaczającym je środowisku przyrodniczym. Biorąc pod uwagę, że system źródłiskowy obejmuje trzy wymienione podsystemy zróżnicowane pod względem: rzeźby, tempa i typu obiegu wody, dominujących procesów hydrogeomorficznych i ekologicznych, oraz kryteria dla modeli przedstawionych przez J.T. Hacka, J.C. Goodletta (1960), T. Gomiego i in. (2002), a także L. Benda i in. (2005), można dla systemu źródłiskowego zaproponować następującą strukturę hierarchiczną (ryc. 7):

1. podsystem stokowy,
 - 1.1. podsystem zlewni zerowego odpływu,
 - 1.1.1. podsystem zlewni zerowego rzędu,
 - 1.1.2. podsystem koryta epizodycznego,
 2. podsystem początku koryta (*channel head*),
 - 2.1. podsystem zagłębienia źródłiskowego (*headwater hollow*),
 - 2.1.1. podsystem zboczy niszy źródłiskowej,
 - 2.1.2. podsystem dna niszy źródłiskowej,
 - 2.1.3. podsystem bruzdy odpływowej (cieku),
 - 2.2. podsystem wypływów wód podziemnych,
 3. podsystem korytowy,
 - 3.1. podsystem koryta okresowego,
 - 3.2. podsystem koryta stałego.



Ryc. 7. System źródłiskowy, czyli zlewnia 1. rzędu (wg Hacka, Goodletta 1960; Gomiego i in. 2002; uzupełnione)

A, B, C, D – objaśnienia w tekście; 1 – zlewnia 1. rzędu 1R, 2 – zlewnia zerowego odpływu: $0O_{t0}$ zasięg w czasie t_0 , $0O_{t1}$ zasięg w czasie t_1 , 3 – stoki zlewni, 4 – zlewnia 0. rzędu 0R, 5 – obszar nasycony, 6 – zagłębienie z niszą źródłiskową i wypływem wód podziemnych, 7 – koryto rzeczne, 8 – ciek stały, 9 – ciek okresowy, 10 – ciek epizodyczny

Wymienione podsystemy łączą w sobie różne kryteria geoeologiczne i z tego powodu system źródłiskowy może być określany jako geoeosystem źródłiskowy zgodnie z założeniami metodologicznymi koncepcji geoeosystemów zaproponowanej przez A. Kostrzewskiego (1993). Przedstawiony po-

dział oddaje kaskadowy układ geosystemu źródłiskowego, ale warto zwrócić uwagę, że ma także cechy panarchiczne, bowiem podsystem początku koryta jest nie tylko ogniwem spajającym podsystemy stokowy i korytowy (Mazurek 2008a), ale dodatkowo nakłada się na te dwa podsystemy w zróżnicowanym zakresie funkcjonalnym i zasięgu przestrzennym w zależności od czynników kontrolujących jego zachowania. Przedstawiona hipoteza o wyodrębnieniu podsystemu początku koryta na obszarze młodoglacjalnym oraz jego zróżnicowaniu przestrzennym i zmienności zostanie zweryfikowana w niniejszej pracy.

Początek naturalnego cieku stałego zamyka zlewnię zerowego odpływu⁵ (0O, *source area*), stanowiącą tę część systemu źródłiskowego, która pod względem hydrologicznym odwadniana jest przede wszystkim przez odpływ podziemny (Stachy 1991; Jokiel 2002; Pociask-Karteczka 2006), a odpływ powierzchniowy występuje tylko epizodycznie bez wykształconego systemu korytowego. Sezonowe zmiany głębokości zwierciadła wód podziemnych powodują, że zasięg zlewni 0O przemieszcza się w pionie i poziomie (ryc. 7A), z czym może wiązać się zmiana występowania początku cieku w podsystemie korytowym. Z punktu widzenia geomorfologicznego, epizodyczny spływ powierzchniowy w zlewni 0O może mieć istotne znaczenie dla funkcjonowania podsystemu stokowego. Stoki zlewni 0O reprezentują różne kształty, które wpływają na rodzaj oraz dynamikę procesów hydrologicznych i stokowych. Dla organizacji spływu wód powierzchniowych istotne znaczenie mają stoki zbieżne, dla których można wydzielić mikrozlewnie stokowe. Zlewnie te są określane jako zlewnie zerowego rzędu (0R) (ryc. 7B, C; Dietrich i in. 1986; Tsukamoto, Minematsu 1987; Dunne 1990; Fernandes, Coelho Netto 1994).

Zlewnie 0R są reprezentowane przez formy wklęsłe (pojedyncze lub ich zespoły), takie jak: niecki zmywowe, niecki soliflukcyjne, rozcięcia erozyjne, wciosy, debrza (a na wyżynach i w górach również przez żleby, nisze osuwiskowe, rynny spływów gruzowych). Zagłębienia te położone są w strefie aeracji, powyżej zasięgu wahań poziomu wód podziemnych. Rozwój zlewni 0R na nizinach następuje w wyniku procesów spelzwywania, splukiwania i erozji liniowej, lokalnie sufozji (natomiast w górach także na skutek ruchów masowych, takich jak: osuwanie, spływy gruzowe i błotne; Dietrich i in. 1986). Zlewnie te cechują się epizodycznymi możliwościami transportu materiału klastycznego, a koluwia i deluwia są akumulowane jako wypełnienia obniżen. Konwergentne (wklęsłe) ukształtowanie zlewni 0R sprzyja koncentracji spływu powierzchniowego. Wody deszczowe i roztopowe, a sporadycznie też wody gruntowe zawieszane w strefie aeracji zasilają koryta epizodyczne (Bull,

⁵ M. Klimaszewski (1981) zastosował określenie obszar źródłowy dla zlewni 0O, którą zdefiniował jako obszar odwadniany i rozczłonkowany epizodycznymi ciekami początkowymi.

Kirkby 1997; ryc. 7B). Procesy erozyjne mogą doprowadzać do powstania i rozwoju koryt epizodycznych (określanych też korytami przejściowymi), nie zawsze widocznych w morfologii (koryta transportowe i akumulacyjne).

W hierarchicznym podziale odcinków koryta D.R. Montgomery'ego i J.M. Buffingtona (1997, 1998) drogi odpływu wykształcone w zlewni 0R można zaliczyć do typu deluwialnych lub koluwialnych odpowiednio: bez wykształconego koryta (*unchanneled colluvial valley*) lub z korytem (*channeled colluvial valley*). Koryto epizodyczne może być łącznikiem pomiędzy zlewnią 0R w podsystemie stokowym a podsystemem korytowym (ryc. 7B), ale łączność ta jest ograniczona często tylko do okresu występowania zjawisk ekstremalnych (Teisseyre 1994; Starkel 1997; Janicki i in. 1999; Kostrzewski i in. 1999) i wykazuje złożone zależności (Poesen i in. 2003). Styl funkcjonowania zlewni 0R jest zbliżony do koncepcji systemu deluwialnego A.K. Teisseyre'a (1994), który przy nasileniu zjawisk ekstremalnych może przekształcić się w system erozyjny (wąwozowy; Rodzik i in. 2008).

Zasięg zlewni 0O jest rozleglejszy w stosunku do zlewni 0R, ponieważ zamknięcie zlewni 0O pokrywa się z zamknięciem zlewni podziemnej, w której kształtuje się kierunek, prędkość i wielkość odpływu podziemnego. Zlewnia ta ma także istotniejsze znaczenie dla funkcjonowania podsystemu początku koryta inicjowanego przez wypływy wód podziemnych.

Podsystem początku koryta (*channel head*; Kirkby, Chorley 1967; Dunne 1980; Jones 1987; Montgomery, Dietrich 1989; Dietrich, Dunne 1993) stanowi ważny element systemu źródłiskowego, bowiem w nim ogniskuje się całość zjawisk, procesów, form i osadów, które determinują inicjację i rozwój sieci rzecznej⁶. Na ten podsystem składają się dwa główne podsystemy, mianowicie podsystem zagłębienia źródłiskowego i podsystem wypływów wód podziemnych (ryc. 7C, D). Na obszarach młodoglacjalnych zazwyczaj występują one wspólnie, chociaż podsystem wypływów wód podziemnych może występować także samodzielnie na stoku, niestowarzyszony obecnie z żadną z wklęsłych form powierzchni terenu. Obecność podsystemu zagłębienia źródłiskowego pozbawionego współcześnie wypływów wód podziemnych może natomiast stanowić podstawę wnioskowania o zmianach w systemie przepływu wód podziemnych.

Podsystem zagłębienia źródłiskowego, który stanowią różne genetycznie formy inicjalne, jest zróżnicowany pod względem wielkości i kształtów, jakie przybierają te formy wklęsłe. W literaturze polskiej, dotyczącej głównie obszarów górskich i wyżynnych, w stosunku do zagłębień źródłiskowych używane

⁶ Obszar stopniowego tworzenia się cieku głównego lub jego dopływu, w którym woda podziemna wydostaje się na powierzchnię terenu w postaci: młak, wycieków, źródeł i źródłisk, nazywany jest również obszarem źródłiskowym (Kleczkowski, Rózkowski 1997).

są takie określenia, jak: lej źródłowy (źródłiskowy)⁷, cyrk źródłowy, kocioł źródłowy, amfiteatr skalny (Klimaszewski 1981; Migoń 2006). Zagłębienia te najczęściej stanowią nieckowate, amfiteatralne zamknięcie doliny, w którym występuje przynajmniej okresowe odwodnienie. Odpływ rzeczny w dolinie może być zapoczątkowany przez różne, stałe lub okresowe, typy wypływów wód podziemnych.

Wokół wypływów wód podziemnych powstaje i rozwija się nisza źródłiskowa, tworząc własne zagłębienie źródłiskowe (= początek doliny) lub modyfikując istniejące zagłębienie terenu. Zagłębienie źródłiskowe może obejmować kilka nisz wykształconych wokół różnych typów wypływów. Rozwój nisz, a częściowo także zagłębień źródłiskowych, jest rezultatem współdziałania i współoddziaływania m.in.: wietrzenia chemicznego, erozji i akumulacji źródłiskowej, procesów stokowych, erozji i akumulacji fluwialnej. Procesy te pod względem morfogenetycznym można określić jako procesy źródłiskowe. W ich funkcjonowaniu za najważniejszy czynnik morfogenetyczny należy uznać wody podziemne, których reżim formowany jest przez szereg uwarunkowań środowiskowych zlewni zerowego odpływu. Procesy źródłiskowe kształtują dwa podsystemy w obrębie podsystemu zagłębienia źródłiskowego, mianowicie podsystem zboczy niszy źródłiskowej i podsystem dna niszy źródłiskowej. Obydwa podsystemy podlegają różnym zespołom procesów źródłiskowych, stąd ich wydzielenie wydaje się być uzasadnione (por. rozdz. 7). Warto także zwrócić uwagę, że podsystem bruzdy odpływowej (cieku źródłiskowego) może występować trójwariantowo albo tylko w podsystemie zboczy lub dna niszy źródłiskowej, albo równocześnie w obydwóch tych podsystemach. Otwarcie niszy, przy określonym spadku jej dna, umożliwiła odprowadzanie przez wody płynące materiału klastycznego uruchamianego i dostarczonego przez zespół współdziałających procesów źródłiskowych. Podsystem początku koryta można także traktować jako ekoton, w którym następuje połączenie geoeosystemów lądowych z ekosystemem wodnym (Gutry-Korycka 1999).

Zróznicowanie typów wypływów wód podziemnych decyduje o sposobie ich przejścia w podsystem korytowy:

- 1) skoncentrowany wypływ wód podziemnych (źródło), zamykający zlewnię zerowego odpływu, może bezpośrednio zasilać odpływ korytowy (podsystem korytowy; Wieczysty 1982)⁸,

⁷ W literaturze krenologicznej stosuje się często wymiennie przymiotniki źródłowy (= będący podstawą do badań, studiów; oparty na źródłach; *Słownik poprawnej polszczyzny*, 1999), źródłany i źródłiskowy; w pracy przyjęto szersze w stosunku do źródłany określenie źródłiskowy dla wszystkich procesów, form oraz innych zjawisk, których powstanie i rozwój związane są z różnymi typami wypływów wód podziemnych.

⁸ Taki typ ma także wpływ z kanału sufozyjnego, którego bezpośrednim przedłużeniem może być koryto rzeczne.

- 2) nieskoncentrowane wypływy wód podziemnych (wycieki, mlaki, źródlika) tworzą strugi wody początkowo płynące w bruzdach odpływowych, które łączą się w odpływ korytowy lub w których stopniowo wzrasta ilość wody, umożliwiając procesy erozji i odpływ korytowy,
- 3) spływ powierzchniowy nasycony i spływ powrotny na rozwijających się okresowo obszarach nasyconych najpierw zasilają bruzdy odpływowe, a następnie odpływ korytowy (O'Loughlin 1986; Burt 1986; Tsukamoto, Minematsu 1987).

Działalność erozyjna strug wody w bruzdach odpływowych (wariant 2 i 3) sporadycznie może doprowadzić do rozwoju niewielkich form dennych, które wyznaczają początek przeobrażenia się bruzdy w koryto rzeczne. W tych przypadkach dokładna lokalizacja początku koryta bywa utrudniona (Tomaszewski 1971), bowiem początek skoncentrowanego spływu wody w bruzdzie nie oznacza inicjacji koryta rzeczne.

Pod względem morfologicznym przejście między podsystemem stokowym a korytowym w obrębie podsystemu początku koryta może następować (Dietrich, Dunne 1993):

- stopniowo, bez zaznaczającego się progu w profilu podłużnym dna doliny,
- gwałtownie, z wyraźnym progiem o różnej wysokości.

Zmiany lokalizacji i wydajności wypływów wód podziemnych następujące w wyniku zmian klimatycznych, zmiany pokrycia terenu i działalności człowieka mogą powodować przesuwanie granicy między podsystemami stokowym a korytowym. W rezultacie zwiększa się zasięg zlewni zerowego odpływu lub wydłuża koryto rzeczne (Kosmowska-Suffczyńska 1983; Krzeмиński 1989; de Vries 1994; Śnieszko 1995).

Na obszarach młodoglacjalnych podsystem korytowy reprezentowany jest przez koryta aluwialne, w których odpływ wody kształtowany jest przez zasilanie podziemne z udziałem spływu powierzchniowego, a wydajność transportu rzecznego zależna jest od wielkości dostawy materiału klastycznego. Pomimo że cieki 1R odwadniają znaczną część dorzeczy, niewielka liczba badań dotyczy ich morfologii, przede wszystkim wykształcenia części źródłowej, zróżnicowania źródeł dostawy i transportu materiału klastycznego. Badania te są traktowane marginalnie, zwłaszcza na nizinach, podczas gdy funkcjonowanie cieków 1. rzędu jest często odmienne w stosunku do koryt wyższych rzędów (m.in. w zakresie geometrii hydraulicznej lub zależności między przepływem a wielkością transportu rzecznego, por. Zwołański 1989; Gomi i in. 2002; Adams, Spotila 2005). Zlewnie nizinne 1R charakteryzują się: małą energią rzeźby, głębszymi profilami glebowymi, niewielkim spadkiem koryta rzeczne, szerszym dnem doliny (Kostrzewski i in. 1999), co sprawia, że reakcja cieku na zdarzenia ekstremalne lub zmianę użytkowania terenu może być opóźniona i łagodniejsza.

3.2. Inicjacja koryta rzeczne

Sposoby inicjacji koryta są ściśle związane z typem krążenia wód w podsystemie stokowym. Problem formowania koryt poprzez spływ powierzchniowy i procesy splukiwania liniowego pozostaje, od czasów pierwszej fundamentalnej pracy R.E. Hortona (1945), w centrum zainteresowań geomorfologii fluwialnej. R.E. Horton wiązał inicjację koryta z przekroczeniem wartości progowej uruchomienia spływu powierzchniowego skoncentrowanego. Zatem, spływ wody przemieszczającej się w dół stoku winien osiągnąć wystarczająco duże naprężenie ścinające, aby zainicjować procesy erozyjne doprowadzające do rozwoju koryta. Z późniejszych badań terenowych i prac teoretycznych wynika, że dla powstania koryta rzeczne ważne są także inne czynniki i procesy, dla których możliwe jest wyznaczenie wartości progowych erozji (por.: Dunne 1980; Kirkby 1980; Dietrich, Dunne 1993; Montgomery, Dietrich 1994; Bull, Kirkby 2002; Lobkovsky i in. 2004).

Do procesów inicjujących powstanie koryta rzeczne w dowolnych uwarunkowaniach morfologiczno-litologicznych zalicza się:

- splukiwanie (Horton 1945; Kirkby, Chorley 1967; Dietrich, Dunne 1993),
- sufozję (Starkel 1960; Dunne 1980; Dietrich, Dunne 1993),
- erozję źródliskową (de Vries 1976; Dunne 1980, 1990; Kochel i in. 1985; Nash 1996),
- ruchy masowe (Dietrich i in. 1986; Montgomery, Dietrich 1989).

Teoria spływu R.E. Hortona (1945), w której czynnikiem zapoczątkującym rozwój koryta rzeczne jest spływ powierzchniowy i splukiwanie liniowe, pozostaje aktualna tylko w sprzyjających warunkach topograficzno-geologicznych i meteorologicznych (por. Knighton 1998). T. Dunne (1980) na podstawie badań terenowych w strefie umiarkowanej wilgotnej (w stanie Vermont, USA) stwierdził, że głównymi czynnikami inicjacji koryta i rozwoju doliny rzeczne są spływ śródpokrywowy i wypływy wód podziemnych, odpowiedzialne za rozwój erozji źródliskowej. Podobny mechanizm rozwoju dolin poprzez erozję źródliskową sugerowali R.G. Small i J. Lewin (1965) dla dolin w południowej Anglii. Po raz pierwszy szerzej zwrócono uwagę na rolę erozyjną wypływów wód podziemnych w latach 20. XX w., między innymi w pracach: N.M. Fennemana (1923, por. Higgins 1982), P.F. Kendalla, H.E. Wroota (1924, por. Nash 1996) czy N.E.A. Hindsa (1925, por. Hoke i in. 2004).

W myśl ustaleń D.R. Montgomery'ego i W.E. Dietricha (1994) koncepcja analizy progowej inicjacji koryta rzeczne zakłada, że obszar zasilania i nachylenie terenu są surogatami wielkości i prędkości przepływu wody w spływie powierzchniowym (ryc. 8). W układzie tych dwóch zmiennych wydzielili oni strefy dominacji (domeny) procesów odpowiedzialnych za



Ryc. 8. Domeny procesów odpowiedzialnych za inicjację koryta rzeczne według D.R. Montgomery'ego i W.E. Dietricha (1994), zmienione

rozwój koryt rzecznych, które wyznaczają wartości progowe dla poszczególnych procesów. Szeroki zakres wartości progowych wynika ze zróżnicowania i zmienności parametrów decydujących o poszczególnych procesach erozyjnych i wymaga podejścia probabilistycznego do wyznaczenia lokalizacji początku koryta (Istanbulluoglu i in. 2002). Początek koryta jako miejsce, w którym intensywność transportu materiału w korycie rzeczne jest większa niż transportu materiału na stoku, należy raczej traktować jako strefę przejściową niż punkt (próg), w którym ma nastąpić zmiana z procesów stokowych na procesy fluwialne.

Lokalizacja początku koryta rzeczne ma kluczowe znaczenie dla modelowania rozwoju sieci rzecznej oraz prognozy odpływu w zlewni opartej na zmiennych topograficznych. Niestety, stosunkowo mało danych uzyskiwanych jest z bezpośrednich kartowań terenowych dotyczących lokalizacji początku koryt 1R, jak i procesów inicjujących rozwój koryta rzeczne. W związku z tym położenie i wykształcenie początków koryta często analizowane jest na podstawie map topograficznych w różnych skalach i za pomocą cyfrowych modeli wysokościowych (DEM) (Tarboton i in. 1991; Vogt i in. 2003) bez weryfikacji terenowej. Kiedy porównuje się sieci odpływu, uzyskane na podstawie DEM, z naturalnymi układami cieków, zauważalne są różnice wynikające z uproszczeń algorytmów obliczeniowych (Tarboton 1997). Przeprowadzenie korekty modeli rzeźby do modelowania sieci od-

pływu jest konieczne zwłaszcza na obszarach nizinnych (Jasiewicz 2009). Każdy z procesów inicjujących powstanie sieci odpływu ma bowiem swoje specyficzne uwarunkowania (parametry progowe), także typu lokalnego. Drogi spływu wód w systemie stokowym związane z ukształtowaniem powierzchni terenu zależą także od szeregu innych uwarunkowań. Poza morfometrią stoków znaczenie może mieć zróżnicowana odporność stoku na erozję wynikająca z heterogeniczności pokrywy osadowej, pokrycia terenu i wielokierunkowej działalności antropogenicznej (Vandekerckhove i in. 2000; McNamara i in. 2006). Zespół tych wszystkich zmiennych sprawia, że w geoinformacyjnym modelowaniu hydrologicznym mało skuteczne mogą okazać się proste algorytmy kumulowania segmentów teoretycznych dróg spływu wody do wartości progowej, powyżej której zaczyna się ciek. Poza tym analizy lokalizacji początku koryta wymagają zastosowania modeli rastrowych o takiej rozdzielczości, która zapewni wiarygodne przedstawienie ukształtowania zlewni zerowego odpływu na badanym terenie (Hancock, Evans 2006).

Badania terenowe w strefach wypływów wód podziemnych są jeszcze stosunkowo rzadkie (Laity 1983; Onda 1994), a dominują eksperymenty laboratoryjne i symulacje komputerowe roli wód podziemnych w rozwoju sieci dolinnej i koryt rzecznych (Howard, McLane 1988; Kochel i in. 1988; Gomez, Mullen 1992; Lobkovsky i in. 2004; Smith i in. 2008; Luo, Howard 2008; Pornprommin, Izomi 2010). Wypływy wód podziemnych jako czynnik morfotwórczy uruchamiający erozję źródłiskową oraz cały zespół procesów źródłiskowych stały się przedmiotem samodzielnych badań w ostatnich 30 latach (LaFleur 1984; Higgins, Coates 1990).

Rola erozji powodowanej przez wypływy wód podziemnych jest szeroko dyskutowana w literaturze światowej (m.in.: Laity 1983; Laity, Malin 1985; Howard, McLane 1988; Baker 1990; Dunne 1990; Parker, Higgins 1990; Nash 1997; Lamb i in. 2006), a sam proces jest, jak do tej pory, różnie definiowany. Konkludując dyskusję wymienionych autorów, w opracowaniu przyjęto, że erozja źródłiskowa (*seepage erosion, groundwater sapping*; Higgins 1984) jest złożonym procesem (obejmującym oddziaływanie mechaniczne i chemiczne) prowadzącym do wyruszenia, oderwania i odprowadzenia materiału ze strefy infiltracji wód podziemnych. Termin **erozja źródłiskowa**, obejmujący procesy erozji mechanicznej, na obszarach zbudowanych ze skał zwięzłych zawiera także wietrzenie chemiczne i mechaniczne (*seepage weathering*) występujące w miejscach wypływu wód podziemnych. Wietrzenie następuje w wyniku: uwilgotnienia i wysychania, zamrozu, wytrącania soli i oddziaływania świata organicznego (Higgins 1984; Baker 1990; Dunne 1990; Lamb i in. 2006). Natomiast na obszarach zbudowanych z osadów luźnych procesy wietrzeniowe nie są warunkiem niezbędnym dla wystąpienia

erozji źródłiskowej, bowiem siła erozyjna eksfiltrujących wód może być wystarczająca dla zapoczątkowania procesu erozji, a następnie transportu.

Przejawy morfologicznego oddziaływania wypływów wód podziemnych obserwowane są w różnych strefach klimatycznych, na terenach o zróżnicowanej budowie geologicznej (por.: Dunne 1980; Laity 1980; Schumm, Phillips 1986; Jones 1987; Howard, Kochel 1988; Baker 1990; Onda 1994; Uchupi, Oldale 1994; Schumm i in. 1995; Nash 1996; LaFleur 1999; Spence, Sauchyn 1999; Lamb i in. 2006; Abrams i in. 2009), a także wybranych podwodnych kanionów na stoku kontynentalnym (Orange i in. 1994). Erozji źródłiskowej przypisywano także powstanie form dolinnych poza Ziemią – na Marsie i Tytanie (Higgins 1982; Tanaka i in. 1998; Malin, Carr 1999; Malin, Edgett 2000; Gulick 2001; Aharonson i in. 2002), co obecnie jest krytycznie dyskutowane (Lamb i in. 2006). Część opracowań dokumentuje reliktowe, nieaktywne współcześnie strefy oddziaływania erozji źródłiskowej powstałe w odmiennych warunkach klimatycznych, między innymi w Egipcie (Luo i in. 1997), Chile (Hoke i in. 2004) i Apulii we Włoszech (Mastronuzzi, Sansò 2002). Badania wskazują także na oddziaływanie erozyjne wypływów wód podziemnych w różnych skalach przestrzennych – od mikroskali w postaci nisz na plaży (Higgins 1982; Otvos 1999; Schorghofer i in. 2004; Lobkovsky i in. 2004, 2007) czy na odsłoniętych brzegach koryta rzeczne (Howard, McLane 1988; Zwoliński 1988; Fox i in. 2006, 2007) po megaformy, jakimi mogą być amfiteatralnie zamknięte doliny rozwijające się w skałach zwięzłych (Laity 1983; Laity, Malin 1985; Baker 1990; Mastronuzzi, Sansò 2002). Rola procesów erozji źródłiskowej pozostaje bardzo istotna w przypadku rozwoju rzeźby w osadach luźnych, podczas gdy ich znaczenie w morfogenezie obszarów zbudowanych ze skał zwięzłych jest współcześnie dyskutowane i uznawane za drugorzędne (Lamb i in. 2006, 2007, 2008) w świetle samego mechanizmu procesu erozji źródłiskowej.

Wiele dolin powstałych w wyniku erozji wypływów wód podziemnych charakteryzuje się kilkoma wspólnymi cechami, za które uważane są: amfiteatralne zamknięcie doliny, podcięcia w ścianie zamykającej dolinę, duże nachylenie zboczy, płaskie dno z wyrównanym profilem podłużnym, przejście wyraźnym załomem zboczy w dno, stała szerokość doliny, niewielkie ślady spływu powierzchniowego na zapleczu i mała powierzchnia zlewni topograficznej (Howard, McLane 1988; Baker 1990; Nash 1996; Luo i in. 1997; Mastronuzzi, Sansò 2002). Wymieniane cechy dolin spełnione są tylko w określonych warunkach geologicznych (Dunne 1990) i klimatycznych strefy półsuchej oraz suchej (m.in. Bull, Kirkby 2002). M.P. Lamb i in. (2006) zwracają uwagę, że amfiteatralnie zamknięte doliny rozwijają się nie tylko z udziałem procesów erozji źródłiskowej, a zatem taka przesłanka morfometryczna nie może być dowodem na rolę rzeźbotwórczą wypływów wód podziemnych.

Podobne rezultaty morfologiczne w strefie peryglacialnej dają bowiem osuwiska spływowe geliflukcyjne połączone z szybkim odprowadzeniem materiału jezora osuwiskowego (por. Churska 1965; Lacelle i in. 2010). W przypadku dużych dolin, wyciętych w skałach wulkanicznych na Wyspach Hawajskich, ich powstanie związane jest z osuwiskami rotacyjnymi w strefie wybrzeża (Lamb i in. 2006), natomiast amfiteatralnie zakończony Box Canyon (Idaho, USA) jest wynikiem rozcięcia bazaltowych skał przez paleopowódź. Skutki morfologiczne erozji wypływów wód podziemnych mogą być również modyfikowane lub zacierane przez procesy fluwialne i stokowe (Higgins 1982). Relacje między wymienionymi procesami w znacznym stopniu zależne są od warunków klimatycznych oraz lokalnych właściwości pokryw osadów, w których doliny te rozwijają się (Nash 1996). Wśród podstawowych warunkowań decydujących o udziale wód podziemnych w kształtowaniu morfologii zagłębienia źródłiskowego i rozwoju nisz źródłiskowych uwzględnia się (Howard, McLane 1988; Baker 1990; Nash 1996):

- typ i układ skał,
- właściwości hydrauliczne wodonośca i jego wydajność,
- strukturalne lub litologiczne nieciągłości powodujące lokalne zmiany przewodności hydraulicznej,
- wielkość i dynamikę alimentacji wód podziemnych zależną od warunków klimatycznych,
- ukształtowanie powierzchni topograficznej lub formy inicjalnej,
- typ i gęstość roślinności,
- możliwości odprowadzania materiału uruchamianego w wyniku procesów denudacyjnych.

Na morfologię stref wypływów wód podziemnych w Polsce rzadko zwracano uwagę zarówno w badaniach krenologicznych, jak i geomorfologicznych. J. Tomaszewski (1977) podaje, że część źródeł stokowych w Karkonoszach występuje w dobrze wykształconych niszach, których rozmiary nie zawsze korespondują z ich wydajnością. Występowanie dużych, aktywnych nisz źródłowych, sięgających w głąb litej skały, może świadczyć o stabilności niektórych wypływów w przypadku Karkonoszy, gdzie erozja wsteczna jest procesem powolnym. Dzięki erozji źródłiskowej i ruchom masowym powstają półkoliste amfiteatry skalne rozwinięte wzdłuż północnego progu Gór Stołowych (Migoń, Szczepanik 2005; Migoń, Zwiernik 2006). Wielkość amfiteatrów rozdzielonych ostrogami i bastionami wiązana jest z wydajnością wypływu wód podziemnych. Na duże formy źródłiskowe wykształcone w Karpatach fliszowych wskazuje M. Baumgart-Kotarba (1983), a K. Waksmundzki (1971) łączy morfologię takich nisz z budową geologiczną i typami wypływów.

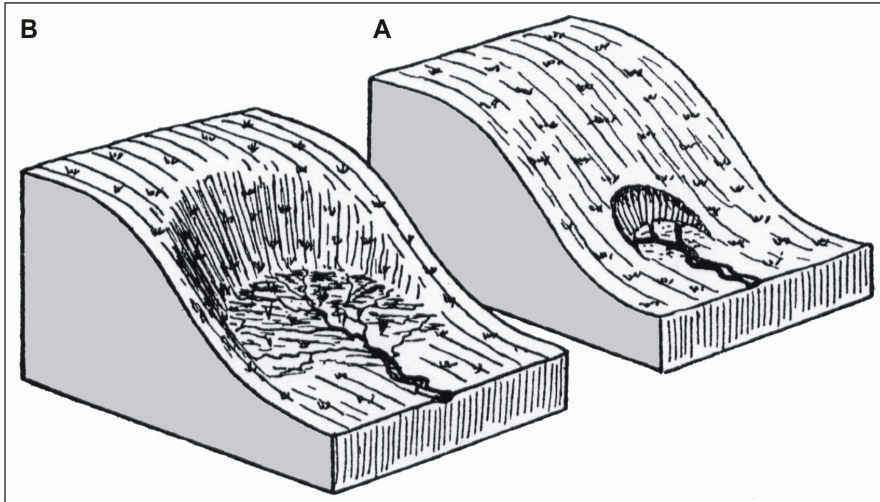
Na Wyżynie Lubelskiej H. Maruszczak (1996) wymienia wyniki funkcjonowania systemu źródeł na zboczu doliny Jaworzynki w postaci suchej ni-

szy źródłiskowej z pokładem subfosylnej martwicy wapiennej. Również Dawidek i Turczyński (2001) łączą współcześnie suche niszki źródłiskowe w dolinie Bugu ze zmianą lokalizacji źródeł. W pracach z obszaru Wzniesień Łódzkich opisywane są wypływy wód podziemnych zlokalizowane w dnach nisz o zróżnicowanych wielkościach (Krzemiński 1989; Maksymiuk, Moniewski 2000; Jokiel 2002; Miklas, Moniewski 2002; Moniewski 2004). P. Moniewski (2004) zwraca również uwagę na lokalizację nisz źródłiskowych nawiązującą do osi suchych dolin.

Na Niżu Polskim na rezultaty morfologiczne erozji źródłiskowej zwrócono uwagę także w dolinie dolnego Bugu i Narwi (Bujwid, Muchowski 1973) oraz Wisły (Banach 1977). Nisze w dolinie Wisły osiągające szerokość 200–500 m i długość do 300 m są wcięte w wysoczyznę morenową, a ich zróżnicowanie autor wiąże z budową geologiczną i warunkami hydrogeologicznymi. Nisze zboczowe w dolinie Drwęcy oraz na zboczach pradoliny Noteci i Warty były przedmiotem badań Z. Churskiej (1965). Głębokie niszki są wycięte w płaskiej wysoczyźnie morenowej, a ich kształt wskazuje na procesy erozyjne postępujące od podnóża w górę stoku. Autorka badane formy zaklasyfikowała jako niszki wód zmarzlinowych i porównuje je do opisywanych z terenów Kanady niszki zboczowych, które powstają w miejscu wytapiania lodu gruntowego, odsłoniętego w wyniku podcięcia zbocza między innymi przez meandrującą rzekę. Z. Churska (1965) wskazuje również na podobieństwo morfologiczne i genetyczne opisywanych form do niszki źródłiskowych powstałych w wyniku erozji źródłiskowej badanych przez F. Solgera (1931) w północnych Niemczech (ryc. 9).

W strefie młodoglacjalnej o formach powstałych w wyniku oddziaływania wpływów wód podziemnych na Pojezierzu Gnieźnieńskim informował M. Sinkiewicz (1994). M. Michalska (1979) na podstawie badań przeprowadzonych na Pojezierzu Bytowskim wśród wpływów wód podziemnych wydzieliła tzw. wyciek powierzchniowy niszkowy, łącząc morfologię strefy wypływu z typem wypływu. Autorka uważa, że niszki są wynikiem wstecznego erodowania zbocza przez wypływ wody – wycieki powierzchniowe i źródła – w strefie „niemającej początkowo wykształconej własnej formy”. Podobnie C. Nowakowski (1975) na Pojezierzu Suwalskim opisuje lokalizację źródeł w niszach, misach i kotłach, a E. Jekatierynczuk-Rudczyk (2002, 2004) wskazuje na wypływy usytuowane w niszach w dorzeczu Supraśli. Natomiast J. Kobendzina (1949) oraz J. Koc, K. Glińska-Lewczuk (2004) charakteryzują morfologię źródeł Łyny (Pojezierze Mazurskie). J. Kobendzina (1949) wskazuje na kilka tzw. cyrków⁹ źródłiskowych tworzących początek koryta Łyny, a ich rozrost w wyniku erozji wstecznej powoduje niszczenie położonej powyżej suchej doliny.

⁹ W sensie dużych nisz [przyp. autora].



Ryc. 9. Etapy rozwoju niszy źródłkowej według F. Solgera (1931): A - wczesna forma, B - stan zaawansowany

Wpływy wód podziemnych w strefie klimatu umiarkowanego – jako czynnik morfogenetyczny – nie są w pełni doceniane ze względu na zmiany klimatu i pokrycia terenu oraz związane z tym obniżenie poziomu wód podziemnych, co powoduje zmniejszenie znaczenia tego czynnika rzeźbotwórczego i utratę związku przyczynowego między wypływami wód a związanymi z nimi formami erozyjnymi. Rezultaty morfologiczne działania wód podziemnych mogą ulec zatarciu w wyniku działania procesów fluwialnych, spłukiwania i ruchów masowych, zwłaszcza gdy ich efektywność jest mniejsza niż pozostałych procesów w danych warunkach klimatycznych. Poza tym formy te przeobrażane i zniekształcane są przez oddziaływanie roślinności i zwierząt, a obecnie często poddawane antropopresji (Moniewski 2004; Wrońska 2006b).

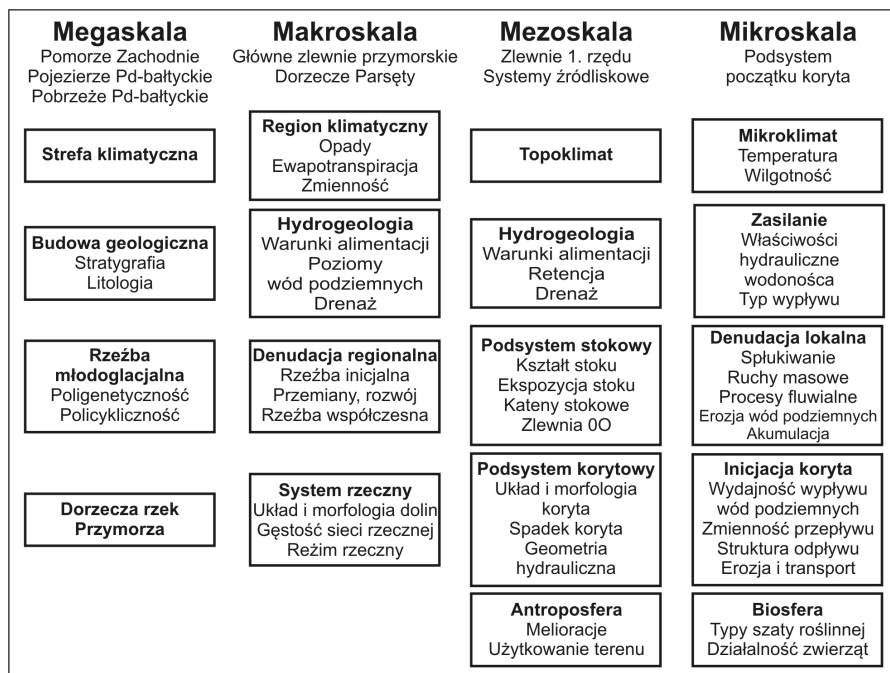
Charakterystyka mechanizmu rozwoju zagłębień i niszy źródłkowych sieci rzecznej z udziałem wypływów wód podziemnych wymaga rozpoznania procesów: hydrologicznych, hydrochemicznych, sedymentologicznych i geomorfologicznych. W tym celu w południowej części dorzecza Parsęty przeprowadzono badania w 88 obszarach źródłkowych stanowiących początek cieków 1. rzędu, w których zostały rozpoznane efekty działalności erozyjnej i akumulacyjnej wypływów wód podziemnych.

4

POZYCJA PODSYSTEMU POCZĄTKU KORYTA NA OBSZARACH MŁODOGLACJALNYCH

W ujęciu systemowym podsystem początku koryta najprawdopodobniej jest jednym z najmniejszych pod względem powierzchni wśród środowisk morfogenetycznych czy sedymentacyjnych. Jednak ze względu na znaczenie morfodynamiczne podsystem ten jest ważny dla przemian morfologicznych rzeźby poglacialnej i współczesnego kształtowania powierzchni terenu. Rozwój i funkcjonowanie podsystemu początku koryta z dominującym udziałem procesów źródłiskowych uruchamianych przez wypływy wód podziemnych zależne są od wielu uwarunkowań środowiskowych, które wynikają ze skali przestrzennej i czasowej prowadzonych badań (ryc. 10; Mazurek 2003). Waga poszczególnych uwarunkowań i czynników zmienia się też w zależności od skal przestrzennych. W mezoskali i mikroskali ważną rolę odgrywają czynniki lokalne, podczas gdy w megaskali silniejszy jest wpływ uwarunkowań regionalnych i globalnych. Analizę uwarunkowań przeprowadzono w jednostkach taksonomicznych coraz to niższego rzędu:

- megaskala obejmuje jednostkę regionalną, jaką jest jednostka fizycznogeograficzna w randze podprowincji według J. Kondrackiego (1998) bądź nawiązująca do niej jednostka regionalna w kategoriach administracyjnych, gospodarczych lub historycznych – w przypadku badanego obszaru jest to Pomorze Zachodnie obejmujące podprowincje Pojezierza Południowobałtyckiego i Pobrzeża Południowobałtyckiego,
- makroskala obejmuje również jednostkę fizycznogeograficzną, ale ukierunkowaną funkcjonalnie na dowolny proces dominujący, w tym wypadku są to procesy fluwialne, a więc jednostką taką może być główne dorzecze w podziale hydrograficznym Polski (KMHP, 2004) – w przypadku badanego obszaru jest to dorzecze Parsęty,
- mezoskala obejmuje podstawową zlewnię cząstkową w obrębie dorzecza, w tym wypadku zlewnię 1R, czyli zlewnię źródłiskową,
- mikroskala obejmuje badany podsystem w systemie źródłiskowym, czyli podsystem początku koryta.



Ryc. 10. Uwarunkowania i czynniki decydujące o występowaniu oraz intensywności procesów uaktywnianych przez wypływy wód podziemnych (Mazurek 2003, z uzupełnieniami)

Układ pionowy diagramu wynika ze zróżnicowania przestrzennego badanych obiektów, natomiast układ poziomy zawiera różne aspekty problemowe badań

4.1. Uwarunkowania megaskalowe – strefowe

W megaskali do uwarunkowań decydujących o procesach źródłiskowych w podsystemie początku koryta należy zaliczyć warunki klimatyczne, budowę geologiczną i ukształtowanie terenu. Związki między tymi uwarunkowaniami mają decydujący wpływ na obieg wody, a w rezultacie rozmięszczenie, wydajność i typ wypływów wód podziemnych.

W skali regionu Pomorza Zachodniego odmiennosc klimatyczna zaznacza się najsilniej w sumie i rozkładzie opadów atmosferycznych oraz w stosunkowo rzadkich opadach nawalnych i rozlewnych, a także w nietrwałości pokrywy śnieżnej wynikającej z roztopów śródziemnych. W miarę równomierny rozkład opadów wpływa na regularne i wydajne zasilanie wodami podziemnymi zlewni 1R, zapewniając stabilność ich drenażu.

Aktywnosc procesów hydrologicznych, a w następstwie hydrogeomorfologicznych jest uwarunkowana również stylem budowy geologicznej Pomorza Zachodniego. Cały badany obszar pokryty jest serią osadów czwarto-

rzędowych (plejstocenu i holocenu) o miąższości w granicach od około 15 m (w strefie spiętrzeń glacitektonicznych koło Kołacza) do 214 m (okolice Kiełpina). W profilu litostratygraficznym regionu wyróżnia się pięć, a lokalnie sześć poziomów glin morenowych rozdzielonych piaszczysto-żwirowymi osadami fluwioglacjalnymi i rzecznyymi oraz mułkami i piaskami zastoiskowymi (Dobrcki, Lewandowski 2002). Zlodowacenie wisły pozostawiło dwa poziomy glin morenowych reprezentujących fazę leszczyńsko-poznańską i fazę pomorską o stosunkowo niewielkiej miąższości w porównaniu z grubością podścielających je osadów starszych zlodowaceń (100–150 m). Osady fazy leszczyńsko-poznańskiej stanowią gliny piaszczyste, które lokalnie osiągają miąższość do 30 m. Poziom ten odsłania się na powierzchni między innymi w dolinie rynnowej Dębicy – w sąsiedztwie jezior Koprzywno i Dębno. Nasunięcie lądolodu fazy pomorskiej poprzedziła akumulacja osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych tzw. dolnych o miąższości sięgającej 35 m.

Z budową geologiczną ściśle wiążą się warunki hydrogeologiczne. Badany obszar zgodnie z podziałem regionalnym zwykłych wód podziemnych Polski należy do regionu pomorskiego (Paczyński, Sadurski 2007). Naprzemianległe ułożenie serii osadów przepuszczalnych (piaski i żwiry fluwioglacjalne) i półprzepuszczalnych (gliny morenowe), nieciągłość i zróżnicowana miąższość oraz skład litologiczny utworów czwartorzędowych są przyczyną występowania odmiennych pod względem głębokości zalegania, zasięgu właściwości filtracyjnych i zasobności poziomów wodonośnych w obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego (Fuszara 1998; Wiśniowski 1998a–c; Bielec, Operacz 2004; Kreczko, Prussak 2004; Prussak 2004).

Ukształtowanie terenu wykazuje silny związek z budową geologiczną i przebiegiem głównych struktur tektonicznych regionu (Dobrcka, Piotrowski 2002). Znaczne wysokości względne oraz duże nachylenia decydują o rytmie i energii rzeźby, co w połączeniu ze złożoną budową geologiczną (niekiedy glacitektonicznie zaburzoną) Pomorza Zachodniego sprzyja powstawaniu różnych form wypływów wód podziemnych i ich udziałowi w zasilaniu wód powierzchniowych.

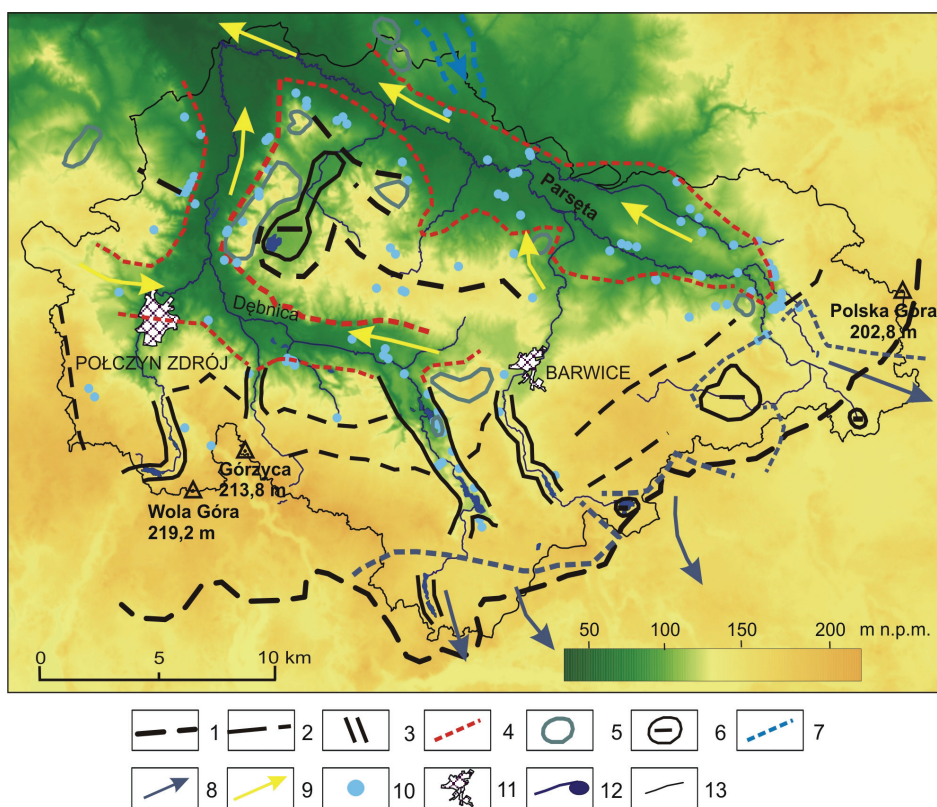
4.2. Uwarunkowania makroskalowe – regionalne

W makroskali – w skali południowej części dorzecza Parsęty – rzeźba terenu, warunki hydrogeologiczne i wykształcenie systemu rzeczno- i intensywność procesów denudacyjnych wpływają na typy wypływów wód podziemnych i możliwości ich oddziaływania jako czynnika rzeźbotwórczego. Procesy erozji i akumulacji glacialnej oraz fluwioglacjalnej zachodzące podczas zlodowacenia wisły, a następnie postglacialne procesy denudacyj-

no-erozyjne zadecydowały o ukształtowaniu współczesnej rzeźby, która częściowo nawiązuje do podłoża podczwartorzędowego i ukształtowania powierzchni powstałej podczas starszych zlodowaceń.

4.2.1. Uwarunkowania geomorfologiczne

Południowa część dorzecza Parsęty znajduje się w zasięgu strefy marginalnej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, co określa jej indywidualność geograficzną, zwłaszcza geomorfologiczną i hydrograficzną. Linia maksymal-



Ryc. 11. Szkic geomorfologiczny na tle rzeźby południowej części dorzecza Parsęty

Opracowano na podstawie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* wg E. Dobrackiej, J. Lewandowskiego (2002) i cytowanej literatury, zmienione; 1 - przebieg wzniosłości moren czołowych, moren ablacyjnych i moren martwego lodu głównej linii postojowej czoła lądolodu fazy pomorskiej, 2 - linie postojowe z etapu recesji fazy pomorskiej, 3 - rynny subglacjalne i większe doliny wód roztopowych, 4 - równiny i doliny wód roztopowych, 5 - kemy, 6 - kotłiny wytopiskowe, 7 - zasięg stożków sandrowych, 8 - główne kierunki odpływu wód proglacjalnych na sandrach, 9 - główne kierunki odpływu wód roztopowych, 10 - wypływy wód podziemnych, 11 - miasta, 12 - sieć hydrograficzna, 13 - zasięg obszaru badań

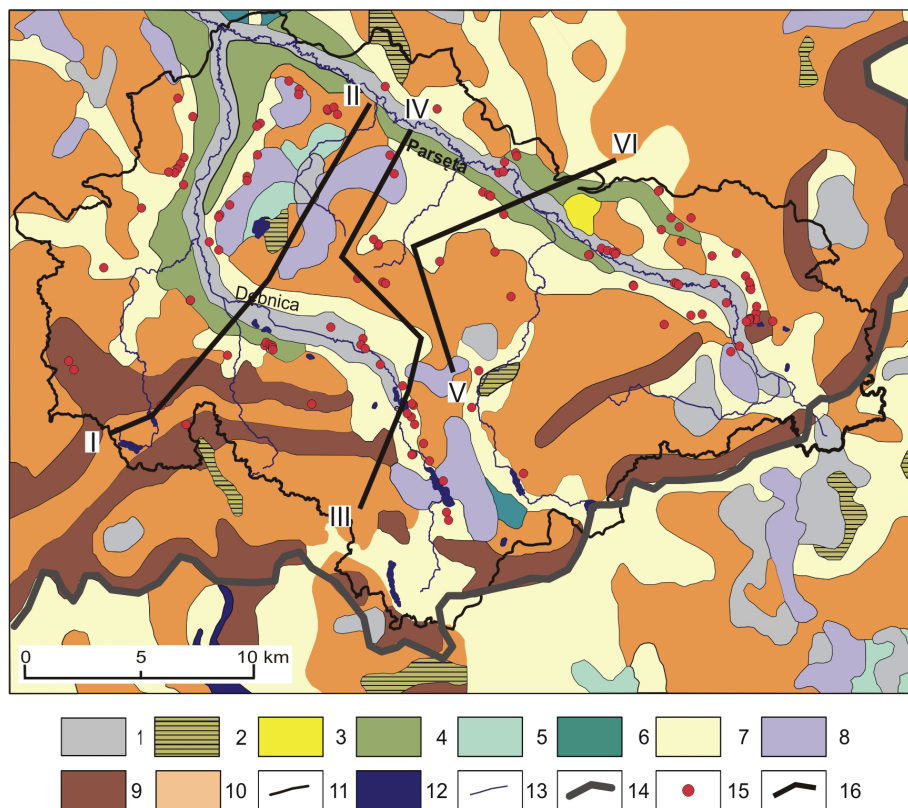
nego zasięgu tej strefy przebiega od kilku do kilkunastu kilometrów na południe od obszaru badań (ryc. 11). Niewielkie południowe fragmenty obszaru badań położone są na bezpośrednim przedpolu głównego zasięgu fazy pomorskiej. Strefa ta na południu sąsiaduje z poziomami sandrowymi, a na północy, przez zespół form kemowo-wytopiskowych i fluwioglacjalnych, przechodzi w wysoczyznę morenową falistą i płaską (Galon, Roszko 1967; Maksiak, Mróz 1978; Karczewski 1985, 1989, 1997; Kłysz 1990).

Na północ od strefy korzeniowej sandrów i szerokiej strefy marginalnej wysoczyzna morenowa opada wyraźnym stokiem ku północy, przechodząc w dna kotlin wytopiskowych układających się na wysokościach 85–90 m (kotlina rzeki Wogry z Połczynem Zdrojem) i 110–115 m (kotlina Barwic) oraz w następny niższy poziom wysoczyznowy. Na Pojezierzu Drawskim dominuje wysoczyzna morenowa falista i pagórkowata, natomiast na Równinie Białogardzkiej i Wysoczyźnie Łobezkiej wysoczyzna morenowa płaska. Poziomy wysoczyzn morenowych urozmaicają pagórki akumulacyjnych moren czołowych i moren martwego lodu.

Zapisek deglacji arealnej są zespoły form kemowych oraz zagłębienia wytopiskowe w obrębie poziomów wysoczyznowych. Rozległe stoliwa i pagórki kemowe występują w okolicach: Białowasów, Ostrowasów (Góra Krucza), Kołacza, Koprzywna i Łęknicy (Popielski 2000; ryc. 11). W większości są to kemy przetańowe powstałe w strefie martwego lub stagnującego lodu. Wokół wytopiskowego jeziora Kołacz występują kemy limnoglacialne.

Wysoczyzny morenowe zbudowane są z glin morenowych ablacyjnych o zróżnicowanej miąższości od 0,5 m do kilkunastu metrów (9–15 m wg: B. Kwapisza 2000; W. Popielskiego 2000, 2003; J. Lewandowskiego i in. 2003), z dużą ilością materiału gwałowego, bez oznak kompaktacji (ryc. 12). Miejscami gliny morenowe zastępują lodowcowe piaski żwirowo-pylaste, które także mniejszymi płatami zalegają na glinie morenowej fazy pomorskiej. Miąższość piasków lodowcowych zmienia się od około 1 do 11 m. Kulminacje na wysoczyznach morenowych buduje materiał ablacyjny (piaski i żwiry moren martwego lodu, piaski mułkowe, piaski i żwiry kemów) oraz osady wodnolodowcowe (piaski i żwiry wzgórz powstałych jako wypełnienia szczelin w ładolodzie).

Wysoczyzny morenowe są rozcięte przez zorientowane generalnie południkowo doliny rzeczne, często o założeniach rynnowych (ryc. 11) lub wykorzystujące drogi odpływu wód roztopowych (Maksiak, Mróz 1978; Sylwestrzak 1978; Dobracka, Lewandowski 2002). Doliny o założeniach rynnowych wycięte są w wysoczyznach morenowych do głębokość 10–20 m w przypadku Gęsiej Rzeki, 40–60 m – Dębnicy, do 50 m – Bliskiej Strugi oraz 50 m – Wogry.



Ryc. 12. Litologia osadów powierzchniowych w południowej części dorzecza Parsęty

Opracowano na podstawie *Mapy geologicznej Polski* w skali 1:500 000 (http://www.pgi.gov.pl/mapy/mgp500/MGP500_main.html, 2006); 1 – piaski, żwiry, mady rzeczne oraz torfy i namuły, 2 – piaski, mułki, ily i gytie jeziorne, 3 – piaski eoliczne, 4 – piaski, żwiry i mułki rzeczne, 5 – piaski i mułki jeziorne, 6 – ily, mułki i piaski zastoiskowe, 7 – piaski i żwiry fluwiogłacialne, 8 – piaski i mułki kemów, 9 – żwiry, piaski, glazy i gliny morenowe, 10 – gliny morenowe i ich zwietrzliny, 11 – zasięg obszaru badań, 12 – jeziora, 13 – sieć rzeczna, 14 – główna linia postojowa czoła lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, 15 – wypływy wód podziemnych, 16 – linia profilu geologicznego (por.: profil I-II ryc. 13, profil III-IV ryc. 14, profil V-VI ryc. 15)

W północnej i środkowej części obszaru badań natomiast występują rozległe równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych (ryc. 11). Ponad równiny wznoszą się ostańce erozyjne o wysokości względnej 20–25 m, które wyznaczają dawną powierzchnię wysoczyzny morenowej (w okolicach Storkowa i Wielawina). Miąższość osadów fluwiogłacialnych tzw. górnych liczy od kilku do ponad 32 m (w miejscowości Lubogoszcz). W budowie równiny przeważają piaski droбноziarniste, lokalnie spotyka się przewarstwienia żwirów. Seria piaszczysto-żwirowa zakumulowana została na bruku morenowym powstałym w wyniku erozji glin morenowych z fazy po-

morskiej, osadach fluwioglacjalnych międzymorenowych tzw. dolnych lub glinie morenowej fazy leszczyńsko-poznańskiej.

Szereg poligenetycznych obniżzeń odziedziczonych po cyklu glacialnym i peryglacialnym, wśród których są: rynny subglacialne, obniżenia wytopiskowe, doliny odpływu wód proglacialnych, doliny odpływu wód roztopowych, zostało włączonych w sieć dolinno-rzeczną badanego obszaru. Dolina Parsęty na odcinku 48,9 km łączy doliny wód roztopowych, kotliny wytopiskowe i odcinki erozyjne o cechach przełomów. Złożone genetycznie formy dolinne są modelowane współcześnie przez procesy fluwialne i stokowe, w tym procesy erozji źródłiskowej, a lokalnie zaznacza się oddziaływanie biosfery i człowieka. Młodszyimi elementami włączonymi w sieć dolinną są: doliny denudacyjne, erozyjno-denudacyjne i rozcięcia erozyjne wykształcone w strefach krawędziowych wysoczyzn, na stokach pagórków kemowych i moren martwego lodu, na zboczach obniżzeń wytopiskowych i dolin rzecznych. Na badanym obszarze przeważają formy dolinne o prostym zarysie w planie, w niewielkim stopniu rozgałęzione, krótkie. Większość mniejszych dolin pozostaje sucha, epizodycznie odprowadzając wodę po ulewnych deszczach lub roztopach.

W dolinach Parsęty i Dębnicy wykształcona jest późnoglacialna terasa nadzalewowa, która wznosi się nawet do 10 m (śred. 2–4 m) ponad współczesną terasę zalewową. W jej budowie biorą udział piaski drobnoziarniste warstwowane ze żwirem drobnoziarnistym, o miąższości przekraczającej 20 m. Dna dolin wypełniają: żwiry, piaski, mady oraz torfy holocenijskie terasy zalewowej.

Najmłodsze serie osadowe powstały w wyniku akumulacji fluwialnej, eolicznej i biogenicznej (ryc. 12). Niewielkie obszary zajmują utwory pochodzenia eolicznego, wykształcone w zasięgu występowania osadów fluwioglacjalnych i fluwialnych (międzyrzecze Parsęty i Perznicy), mułkowo-piaszczyste utwory zastoiskowe oraz osady deluwialne w dnach dolin denudacyjnych i rozcięć erozyjnych. Zagłębienia wytopiskowe różnej wielkości wypełniają piaski i mułki oraz utwory biogeniczne (kreda jeziorna, gytie i torfy). Torfy występują na różnych genetycznie osadach, takich jak: kreda jeziorna, gytie, piaski rzeczne, piaski fluwioglacjalne i gliny morenowe.

Natężenie procesów denudacyjnych i ich rola morfortwórcza na Pomorzu Zachodnim zmieniały się od schyłku plejstocenu i przez holocen w zależności od warunków klimatycznych i związanej z nimi degradacji wieloletniej zmarzliny, ewolucji szaty roślinnej oraz działalności człowieka (Gołębiewski 1981; Borówka 1992). We współczesnym bilansie denudacyjnym zlewni dominują procesy denudacji chemicznej, które odzwierciedlają dynamikę środowiska przyrodniczego tego regionu (Zwoliński 1989; Kostrzewski, Zwoliński 1992; Kostrzewski i in. 1994).

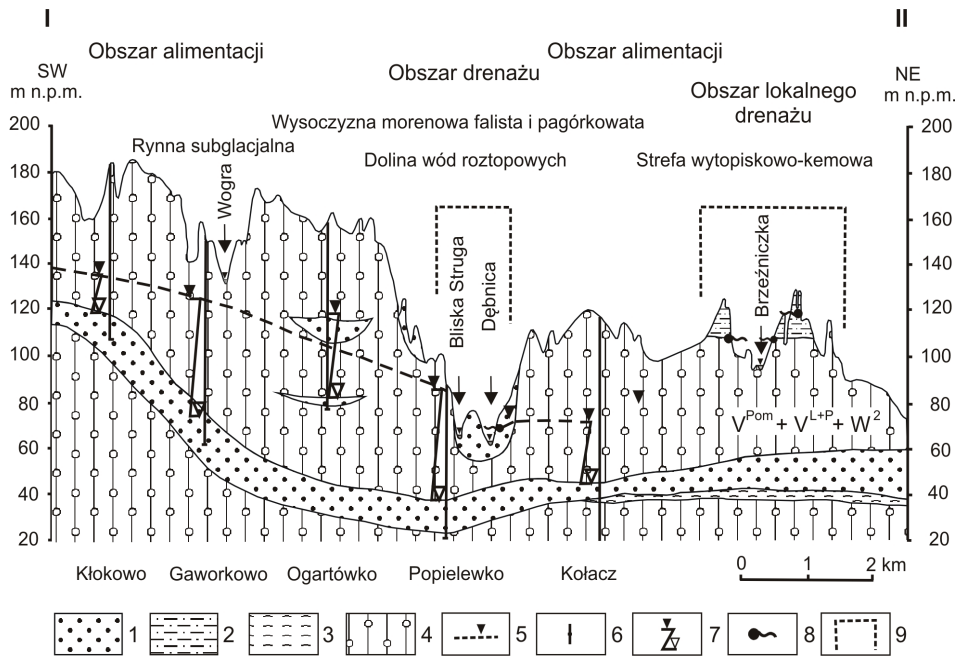
Podsumowując, można stwierdzić, że formy rzeźby polodowcowej z ich retuszem holoceniowym ze względu na znaczne wysokości względne oraz duże spadki decydują o: głębokości zalegania zwierciadła przypowierzchniowego poziomu wodonośnego, systemach przepływu oraz strefach hydrodynamicznych wód podziemnych, lokalizacji wypływów wód podziemnych i funkcjonowaniu procesów źródłiskowych. Obecność obszarów bezodpływowych, które stanowią lokalne bazy denudacyjno-akumulacyjne, reguluje warunki retencji zasobów wodnych, a w przypadku dobrej przepuszczalności podłoża zagłębienia bezodpływowe stanowią tereny alimentacji wód podziemnych (Drwal 1982). Układ poligenetycznych odcinków sieci dolinnej wpływa na współczesny kierunek rozwoju sieci dolinnej 1. rzędu oraz cieków źródłiskowych. Lokalnie głębokie wcięcia dolin oraz wysokie spadki hydrauliczne stwarzają korzystne warunki drenażu wód podziemnych z obszarów alimentacji, jakie stanowią otaczające wysoczyzny morenowe i równiny wód fluwioglacjalnych.

Pokrywa luźnych utworów plejstoceniowych i holoceniowych oraz jej parametry fizyczne wpływają na: zasoby, kierunek i tempo przepływu wód podziemnych, współzależności między wodami podziemnymi a powierzchniowymi, wykształcenie sieci rzecznej i reżim odpływu rzecznej. Skład mineralno-petrograficzny osadów, a zwłaszcza zawartość węgla wapnia oraz powierzchnia kontaktu infiltrującej wody z osadami w znacznym stopniu decydują o cechach fizykochemicznych wód podziemnych i powierzchniowych oraz strukturze transportu fluwialnego.

4.2.2. Uwarunkowania hydrogeologiczne

Od zróżnicowania budowy geologicznej zależą: anizotropowość zbiorników wód podziemnych, brak poziomych powiązań pomiędzy strukturami wodonośnymi, niezgodność przebiegu topograficznych i podziemnych działów wodnych oraz miejscami ograniczona więź hydrauliczna wód przypowierzchniowych z podziemnymi. Urozmaicona rzeźba terenu i zróżnicowanie litologii osadów w południowej części dorzecza Parsęty wpłynęły na uformowanie, obok podsystemów krążenia przejściowego i regionalnego (Szymanko 1980; Hoc, Jezierski 2007), szeregu odrębnych podsystemów lokalnych w systemie wodonośnym. Złożone warunki hydrogeologiczne piętra czwartorzędowego na badanym terenie przedstawiono za pomocą przekrojów geologicznych na linii Kłokowo-Kołac (ryc. 13), Nowe Koprzywno-Białowąż (ryc. 14) oraz okolic Sulikowa (ryc. 15).

Czwartorzędowe piętro wodonośne w dorzeczu Parsęty obejmuje kilka nieciągłych poziomów wodonośnych, na które składają się: poziom przypo-

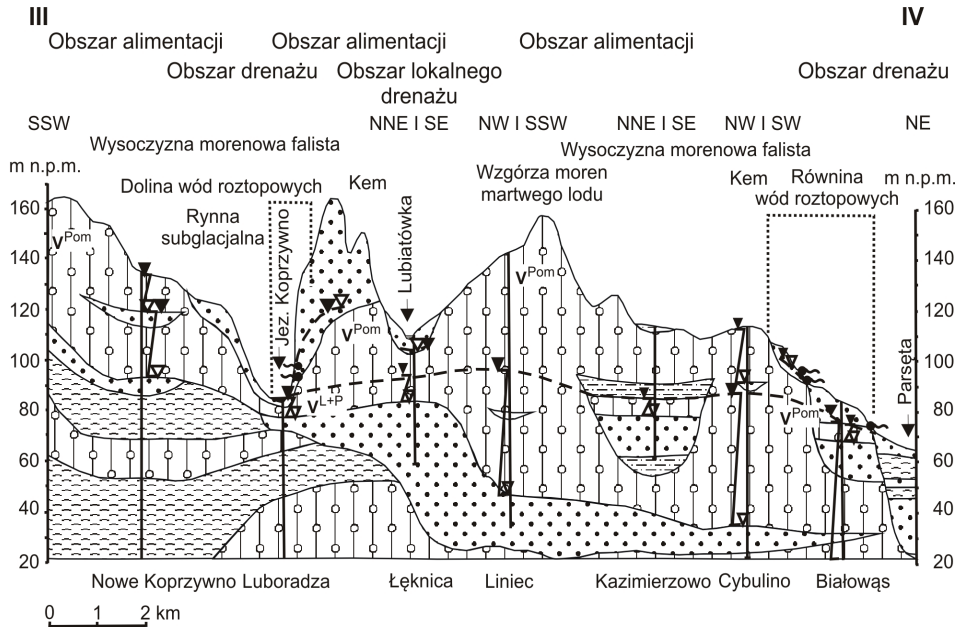


Ryc. 13. Przekrój hydrogeologiczny na linii I-II Kłokowo-Kołacz z zaznaczonymi wypływami wód podziemnych (Wiśniowski 1998a, zmienione)

1 - piaski, żwiry, otoczaki, 2 - piasek pylasty, 3 - piaski mulkowe, piaski i żwiry kemów, 4 - gliny morenowe, 5 - zwierciadło swobodne wód podziemnych, 6 - lokalizacja wierceń, 7 - zwierciadło napięte: nawiercone i ustabilizowane, 8 - wypływy wód podziemnych, 9 - strefa badania wypływów wód podziemnych; stratygrafia: W - złodowacenie warty: W³ - stadiał górny, W² - stadiał środkowy, V - złodowacenie wisły: V^{Pom} - faza pomorska, V^{L+P} - faza leszczyńsko-poznańska; linię przekroju przedstawiono na ryc. 12

wierzchniowy, dwa lub trzy poziomy międzymorenowe (nazywane także międzyglinowymi) oraz poziom podglinowy. W wyniku zaburzeń glacictonicznych poziom podglinowy pozostaje w kontakcie hydraulicznym z poziomami wyższymi, ale także z piętnem neogeńskim i lokalnie paleogeńskim.

Poziomy wodonośne międzymorenowe (międzyglinowe) związane są z osadami fluwioglacjalnymi rozdzielającymi gliny morenowe kolejnych złodowaceń i ich faz. Ze względu na genezę osadów i głębokość zasilania na badanym obszarze można wydzielić między innymi poziom międzymorenowy górny, który tworzą piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne, zalegające między glinami morenowymi faz leszczyńsko-poznańskiej i pomorskiej złodowacenia wisły. Poziom wodonośny międzymorenowy środkowy występuje pod glinami morenowymi złodowacenia wisły. Lokalnie te dwa poziomy mogą łączyć się z poziomem przypowierzchniowym. Wody poziomu przypowierzchniowego wykazują ścisły związek z rzeźbą terenu i litologią osadów przypowierzchniowych, a w rezultacie ich głębokości są bardzo

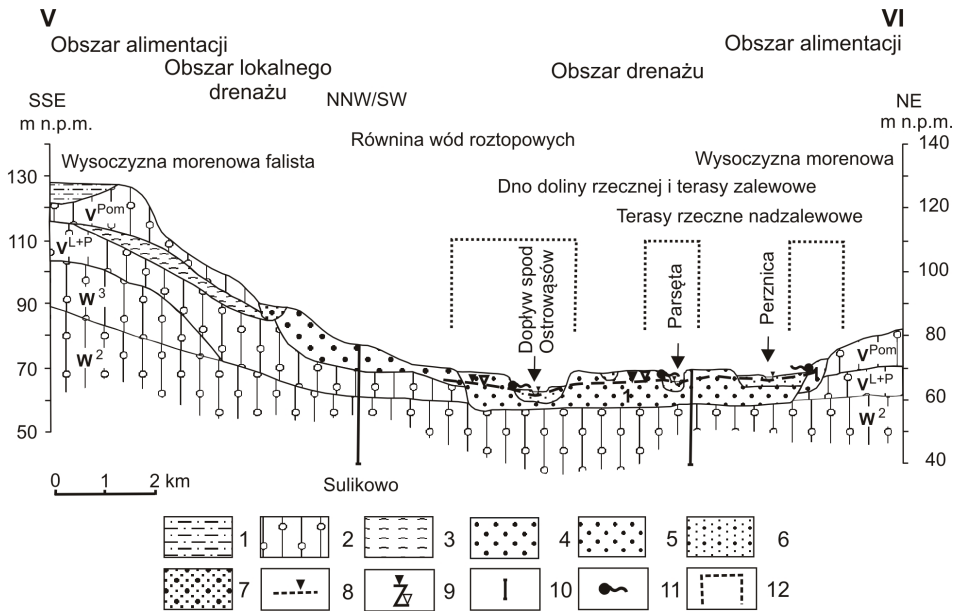


Ryc. 14. Przekrój hydrogeologiczny na linii III-IV Nowe Koprzywno–Białowas z zaznaczonymi wypływami wód podziemnych (Wiśniowski 1998a, zmienione)

Linie przekroju przedstawiono na ryc. 12; objaśnienia jak na ryc. 13

zróznicowane (Choiński 2003a, b; Kostecki 2003; Kostecki, Wrzeński 2006; Wrzeński 2003a, b). Najpłycej, 1–2 m p.p.t., występują wody podziemne w dolinach rzecznych i zagłębieniach bezodpływowych, natomiast na wysoczyznach morenowych poziom wody kształtuje się najczęściej na głębokościach 2–5 m p.p.t., lokalnie osiągając 20 m p.p.t. (np. w okolicach Przybkowa).

Główny obszar alimentacji warstw wodonośnych na terenie badań stanowi południowa strefa wododziałowa dorzecza Parsęty (tzw. garb pojezierny w obrębie Pojezierza Drawskiego), pozostająca w zasięgu wysoczyzn morenowych z ciągami wzgórz moren czołowych, oraz obszary rzeźby kemowo-wytopiskowej i równiny fluwioglacjalne. Zasilanie poszczególnych poziomów wodonośnych odbywa się poprzez bezpośrednią infiltrację wód opadowych, przesączanie wód przez warstwy glin morenowych lokalnie silnie piaszczystych oraz przez okna hydrogeologiczne w strefach zaburzeń glaciektonicznych lub przez dopływ boczny. Z badań izotopowych wód podziemnych wynika, że płytkie poziomy wodonośne prowadzą wody o wieku 20–50 lat, natomiast wody z głębszych warstw międzymorenowych i warstw czwartorzędowo-trzeciorzędowych to generalnie wody holocenijskie (Wiśniowski 1998a–c).



Ryc. 15. Przekrój hydrogeologiczny okolic Sulikowa na linii V-VI z zaznaczonymi obszarami występowania wypływów wód podziemnych (Popielski 2000, zmienione)

Linie przekroju przedstawiono na ryc. 12; 1 - piaski żwirowo-pyłowe lodowcowe, 2 - gliny morenowe, 3 - mułki ilaste i ropy zastoiskowe, 4 - piaski ze żwirami fluwioglacjalne górne, 5 - piaski rzeczne teras erozyjno-akumulacyjnych nadzalewowych, 6 - piaski i gliny deluwialne, 7 - piaski rzeczne den dolinnych i terasów zalewowych, 8 - zwierciadło swobodne wód podziemnych, 9 - zwierciadło napięte: nawiercone i ustabilizowane, 10 - lokalizacja wierceń, 11 - wypływy wód podziemnych, 12 - strefa badania wypływów wód podziemnych; stratygrafia patrz ryc. 13

Podstawową strefą drenażu przejściowego systemu wód podziemnych południowej części dorzecza Parsęty jest przebiegająca z południowego wschodu na północny zachód dolina Parsęty oraz środkowy i dolny odcinek doliny Dębnicy (ryc. 11). Sieć rzeczna wykorzystująca rynny subglacjalne, szlaki odpływów proglacjalnych i wód roztopowych drenuje poza przypowierzchniowym także międzymorenowe poziomy wód podziemnych o wyrównanej w roku zasobności (np. rzeka Dębnica). Ograniczone możliwości kontaktu z poziomami wodonośnymi powodują duże wahania przepływu w ciekach oraz wysychanie cieków 1. i 2. rzędu na obszarach wysoczyznowych. Stabilne przepływy mają natomiast rzeki płynące w obrębie równin i dolin odpływu wód roztopowych, takie jak Parsęta (Kostrzewski i in. 1994) i Kłuda (Mazurek 2000). Drenują one wprawdzie lokalny, lecz o znacznej zasobności poziom przypowierzchniowy. Cieki te charakteryzują się wyrównanymi przepływami w roku. Lokalne strefy drenażu stanowią doliny cieków 1.-3. rzędu.

Przejawem punktowego drenażu wód podziemnych w dorzeczu Parsęty są różnego typu wypływy wód podziemnych. W wyniku przeprowadzonych kartowań krenologicznych wyróżniono następujące typy naturalnych wypływów wód podziemnych (nomenklatura wg: Pazdro, Kozerskiego 1990; Kleczkowskiego, Rózkowskiego 1997; Moniewskiego 2004)¹⁰, które pełnią różne role w rozwoju obszarów źródliskowych:

- 1) źródła (wypływy skoncentrowane),
- 2) wypływy nieskoncentrowane:
 - a) wycieki:
 - powierzchniowe,
 - linijne,
 - b) młaki,
- 3) źródłiska (zespoły wypływów skoncentrowanych i nieskoncentrowanych):
 - a) powierzchniowe,
 - b) linijne (w znaczeniu linii wypływów wg Waksmundzkiego, 1971).

Podczas badań krenologicznych w latach 2000–2005 zarejestrowano 117 wypływów wód (Mazurek 2006a). W kartowaniu krenologicznym pominięto niedające odpływu młaki i wysięki. W południowej części dorzecza Parsęty zlokalizowano 19 źródeł warstwowo-kontaktowych oraz trzy duże źródła basenowe, tzw. limnokreny należące do grupy źródeł zaporowych i przelewowych. Ponadto stwierdzono 24 wycieki powierzchniowe zlokalizowane w pozycji podzboczowej. Do sieci suchych dolinek różnej genezy nawiązują lokalizacja 11 wycieków linijnych rozmieszczonych na długości do kilkudziesięciu metrów (Mazurek 2006a). Wypływy w postaci młak zlokalizowano w 11 samodzielnych obiektach. Odrębną formą wypływów wód podziemnych są występujące na niewielkim obszarze różne typy wypływów wydzielone jako źródłiska (powierzchniowe – 40 obiektów i linijne – 9 obiektów). Stanowią one dominującą formę wypływów w południowej części dorzecza Parsęty. Wypływająca w obrębie źródłiska woda jest odprowadzana przez formujący się stopniowo jeden ciek. Wśród skartowanych 117 wypływów wód podziemnych 92 wypływy zapoczątkowują odpływ korytowy w 88 obszarach źródliskowych (tab. 4). Pozostałe 25 wypływy stanowią między innymi źródła ujęte w studniach, źródła i wycieki korytowe oraz przykorytowe; nie są one analizowane w niniejszej pracy.

¹⁰ Prowadzone w ostatnich latach w Polsce regionalne badania krenologiczne dostarczają nowych informacji o zróżnicowaniu typów wypływów wód podziemnych i wskazują na potrzebę uporządkowania terminologii krenologicznej. Mimo wielu propozycji zmian (por. Moniewski 2004; Puk 2006) nie ma uniwersalnej klasyfikacji wypływów, co wynika między innymi z braku opracowania jednolitych kryteriów tego podziału.

Tabela 4. Charakterystyka hydrogeomorfologiczna obszarów źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty

ID	Obszar źródłiskowy - stanowisko	Typ wypływu	Położenie morfologiczne wypływu	Osady warstwy wodonośnej	Wydatność Q [dm ³ · s ⁻¹]	Powierzchnia zlewni 00 [ha]	Odstęłość od wododziału [km]
1	Białowąs 1	ZRD	PSTO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	2,78	15,2	0,61
2	Borzęcino 2	WPOW	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	0,56	1,1	0,16
3	Buślary 1	ZRD	STO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. dolne	1,17	19,0	0,49
4	Buślary 2	LWYP	PZBO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. górne	0,93	12,0	0,56
5	Damskie 1	WLIN	PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,38	6,6	0,41
6	Damskie 2	WLIN	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,80	8,5	0,47
7	Dębno 1	WPOW	PZBO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. górne	1,58	0,3	0,08
8	Dębno 2	WPOW	PZBO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. górne	0,13	0,1	0,06
9	Dębno 3	WPOW	PZBO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. górne	0,13	0,1	0,04
10	Doble 1	ZRD	PSTO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. górne	5,54	6,0	0,83
11	Gęsia Góra	WPOW	PZBO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. dolne	0,42	5,4	0,45
12	Iwin 1	ZRD	PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	4,65	1,5	0,35
13	Iwin 2	ML	STO	piaszczyste gliny morenowe	0,16	44,7	1,48
14	Iwin 3	ML	STO	piaszczyste gliny morenowe	0,20	29,1	1,13
15	Iwin 4	WPOW	STO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,56	0,6	0,17
16	Iwin 5	ZRD	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	2,99	1,1	0,22
17	Iwin 6	ZRD	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	7,68	3,0	0,35
18	Kaźmierzewo 1	WLIN	ZBO	piaszczyste gliny morenowe	0,16	12,0	0,48
19	Kłodzino 3	LWYP	PZBO	piaski i żwirny fluwioglacjalne tzw. górne	3,80	9,0	0,39
20	Kłodzino 4	ZRD	PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,91	8,5	0,36
21	Kłodzino 5	WPOW	PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,29	118,3	0,57

22	Kołacz 1	WPOW	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	0,62	12,0	0,61
23	Kołacz 2	WLIN	STO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	0,25	20,8	0,95
24	Kołacz 3	WPOW	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	0,98	21,2	0,92
25	Kołacz 4	ZRD	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	2,16	56,7	1,28
26	Kołacz 5	WPOW	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	0,82	11,7	0,47
27	Kołacz 6	WPOW	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	0,76	5,9	0,41
28	Kołacz 7	WPOW	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	0,10	12,3	0,41
29	Koprzywno 1	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	4,80	16,4	0,70
30	Koprzywno 2	WLIN	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	1,26	7,9	0,54
31	Koprzywno 3	WPOW	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	0,01	2,0	0,21
32	Koprzywno 4	WLIN	ZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	0,22	145,8	2,03
33	Leśny Potok 1	ZRD	PZBO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	3,47	71,5	1,30
34	Lubogoszcz 1	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	40,18	28,4	1,14
35	Lubogoszcz 2	LWYP	KOR, PKOR	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	49,62	376,1	2,74
36	Luboradzka 1	LWYP	PZBO, KOR	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	5,02	166,6	2,13
37	Nowe Dębno 2	ZR	PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,46	2,6	0,26
38	Nowe Dębno 3	ZRD	PSTO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	1,55	29,3	0,71
39	Nowe Dębno 4	ZRD	PSTO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	1,25	5,7	0,36
40	Nowe Dębno 5	WPOW	PSTO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,28	2,3	0,29

cd. tab. 4

ID	Obszar źródłiskowy - stanowisko	Typ wypływu	Położenie morfologiczne wypływu	Osady warstwy wodonośnej	Wydatność Q [dm ³ · s ⁻¹]	Powierzchnia zlewni OO [ha]	Odstęłość od wododziału [km]
41	Nowe Dębno 6	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	7,12	16,2	0,55
42	Nowy Chwalim 2	WPOW	PSTO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	0,77	2,9	0,29
43	Ogartowo 1	ML	PSTO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	10,47	60,9	1,53
44	Ostre Bardo 1	ZRD	PSTO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	2,78	1,7	0,51
45	Ostre Bardo 2	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	3,76	11,8	0,26
46	Ostre Bardo 4	LWYP	PSTO, PKOR	piaski lodowcowe żwirowo-pyłaste	2,95	4,5	0,41
47	Ostre Bardo 5	ZRD	PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pyłaste piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	1,67	3,7	0,41
48	Ostre Bardo 6	WPOW	PSTO	piaski lodowcowe żwirowo-pyłaste piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	0,59	0,5	0,14
49	Ostre Bardo 7	WLIN	PSTO	piaski lodowcowe żwirowo-pyłaste	0,83	1,6	0,17
50	Ostrowąsy 1	WLIN	STO	piaski lodowcowe żwirowo-pyłaste	0,34	73,2	1,14
51	Ostrowąsy 2	WLIN	PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pyłaste	1,56	6,9	0,56
52	Parsęta 1	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	6,31	2,1	0,28
53	Parsęta 2	ZRD	ZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	2,35	9,5	0,57
54	Parsęta 3	ZR	ZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	0,01	1,1	0,28
55	Piaski 3	LWYP	ZBO, PKOR	piaski, żwiry i mulki rzeczne teras nadzalewowych	5,68	4,4	0,26
56	Piaski 4	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	51,56	5,7	0,33
57	Piaskowa Góra 1	ZRD	PSTO	piaszczyste gliny morenowe	1,05	4,2	0,40
58	Popielewo 1	WLIN	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	0,56	16,2	0,69
59	Popielewo 2	ML i WPOW	ZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	1,38	2,3	0,39

60	Popielewo 3	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	2,30	2,3	0,21
61	Popielewo 4	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	6,97	0,4	0,13
62	Popielewo 5	ZRD	PZBO, KOR	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	5,89	2,4	0,25
63	Popielewo 6	LWYP	PZBO, PKOR	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	1,75	18,9	0,76
64	Popielewo 7	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne	14,23	171,0	2,91
65	Przeradz 1	WLIN	ZBO	piaszczyste gliny morenowe	0,67	1,7	0,18
66	Przeradz 3	ZRD	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	1,14	5,3	0,38
67	Przybkowo 1	WPOW	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,09	4,5	0,42
68	Przybkowo 2	WLIN	KOR, PZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,35	26,2	0,84
69	Przyrowo 1	WPOW	STO	piaszczyste gliny morenowe	0,01	0,9	0,11
70	Radomyśl 2	ZRD	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	1,24	0,3	0,06
71	Radomyśl 4	ZR	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	2,71	7,0	0,52
72	Radomyśl 5	ZRD	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	1,47	0,5	0,29
73	Radomyśl 6	ZRD	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	0,82	8,2	0,13
74	Radomyśl 7	ZRD	ZBO	piaski lodowcowe żwirowo-pylaste	1,21	5,3	0,50
75	Rudno 1	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	1,13	2,2	0,30
76	Rudno 2	WPOW	PSTO	piaski i mulki kemów oraz moren martwego lodu	0,31	1,1	0,20
77	Rudno 3	WPOW	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	0,99	4,3	0,45
78	Storkowo 1	ML	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	6,63	5,4	1,01
79	Storkowo 3	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	2,95	29,5	0,80
80	Sulikowo 1	WLIN	PZBO	piaski, żwiry i mulki rzeczne tetras nadzalewowych	0,98	6,5	0,62
81	Sulikowo 2	ZRD	PZBO	piaski, żwiry i mulki rzeczne tetras nadzalewowych	25,28	16,9	0,82
82	Sulikowo 3	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	11,12	10,3	0,73
83	Wielawino 1	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	17,91	10,6	0,45

cd. tab. 4

ID	Obszar źródłiskowy - stanowisko	Typ wypływu	Położenie morfologiczne wypływu	Osady warstwy wodonośnej	Wydajność Q [dm ³ · s ⁻¹]	Powierzchnia zlewni 00 [ha]	Odstęłość od wododziału [km]
84	Wielawino 2	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	3,71	12,9	0,57
85	Wielawino 3	ML	STO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	2,15	11,3	0,48
86	Zwartowo 1	ZRD	PZBO, KOR, PKOR	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	7,03	12,5	0,89
87	Zwartowo 4	ZR	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne	0,39	14,6	0,64
88	Żarnowo 1	ZRD	PZBO	piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. górne, piaski i żwiry fluwioglacjalne tzw. dolne, piaski, żwiry i mułki rzeczne teras nadza- lewowych	71,76	26,2	0,88
Wartość minimalna							
Wartość średnia							
Wartość maksymalna							

Wydajność (Q) z kartowania krenologicznego przeprowadzonego w 2004 r.; typ wypływu: LWYP – linia wypływów, ML – mlaka, WLIN – wyciek liniowy, WPOW – wyciek powierzchniowy, ZR – źródło, ZRD – źródłisko powierzchniowe; położenie morfologiczne: KOR – korytowe, PKOR – przykorytowe, PSTO – podstokowe, PZBO – podzboczowe, STO – stokowe, ZBO – zboczowe

Rozmieszczenie i cechy wypływów wód podziemnych na obszarach młodoglacjalnych wynikają z wielu uwarunkowań, ale za najważniejsze należy uznać:

- deniwelacje terenu i związane z nimi zwiększenie spadku hydraulicznego na zboczach dolin rzecznych, zagłębień wytopiskowych oraz w strefach krawędziowych wysoczyzn morenowych,
- zróżnicowanie litologiczne osadów polodowcowych,
- ukształtowanie stropu warstwy nieprzepuszczalnej, wyznaczające kierunek przepływu wód podziemnych,
- zasięg i miąższość warstwy wodonośnej,
- porowy typ warstwy wodonośnej sprzyjający rozproszeniu przestrzennemu wypływu wody,
- zróżnicowanie przewodności hydraulicznej osadów na linii przepływu wód od strefy alimentacji do miejsca drenażu.

Wypływy wód podziemnych głównie zlokalizowane są na kontakcie piaszczysto-żwirowych osadów fluwioglacjalnych lub fluwialnych, piasków lodowcowych albo bruku erozyjnego z podścielającymi te osady półprzepuszczalnymi glinami morenowymi lub słabo przepuszczalnymi piaskami gliniastymi. Większość wypływów zapoczątkowujących odpływ rzeczny zlokalizowana jest w sytuacji podzboczowej (54 wypływy) i podstokowej (11 wypływów). Wynika to z ukształtowania i warunków hydraulicznych zbiornika wodonośnego, a często z drenującej roli dolin rzecznych. Najczęściej są to wypływy typu descenzyjnego (warstwowo-kontaktowe, warstwowo-erozyjne), pozostające w równowadze drenowania. W przypadku małych źródeł (częściowo o charakterze zaporowym) można zaobserwować pulsację, co świadczy o zasilaniu wodami pod ciśnieniem hydrostatycznym.

4.2.3. Uwarunkowania hydrologiczne

Sieć hydrograficzna obszaru badań i jej funkcjonowanie wykazują właściwości stanowiące o indywidualności hydrograficznej obszarów młodoglacjalnych (Drwał 1982; Bajkiewicz-Grabowska 2002). Należą do nich takie cechy, jak:

- niedostatecznie wykształcone topograficzne działy wodne z obecnością działów wodnych niepewnych i bifurkacji,
- brak zgodności zlewni topograficznych ze zlewniami podziemnymi, szczególnie w przypadku małych zlewni,
- duża liczba małych zagłębień bezodpływowych w pozycjach międzydolinnych, co sprzyja znacznej bezodpływowości powierzchniowej zlewni,

- krótkie okresowe ciekł na obszarach wysoczyznowych, które powodują, że część zlewni pozostaje okresowo bez odpływu powierzchniowego.

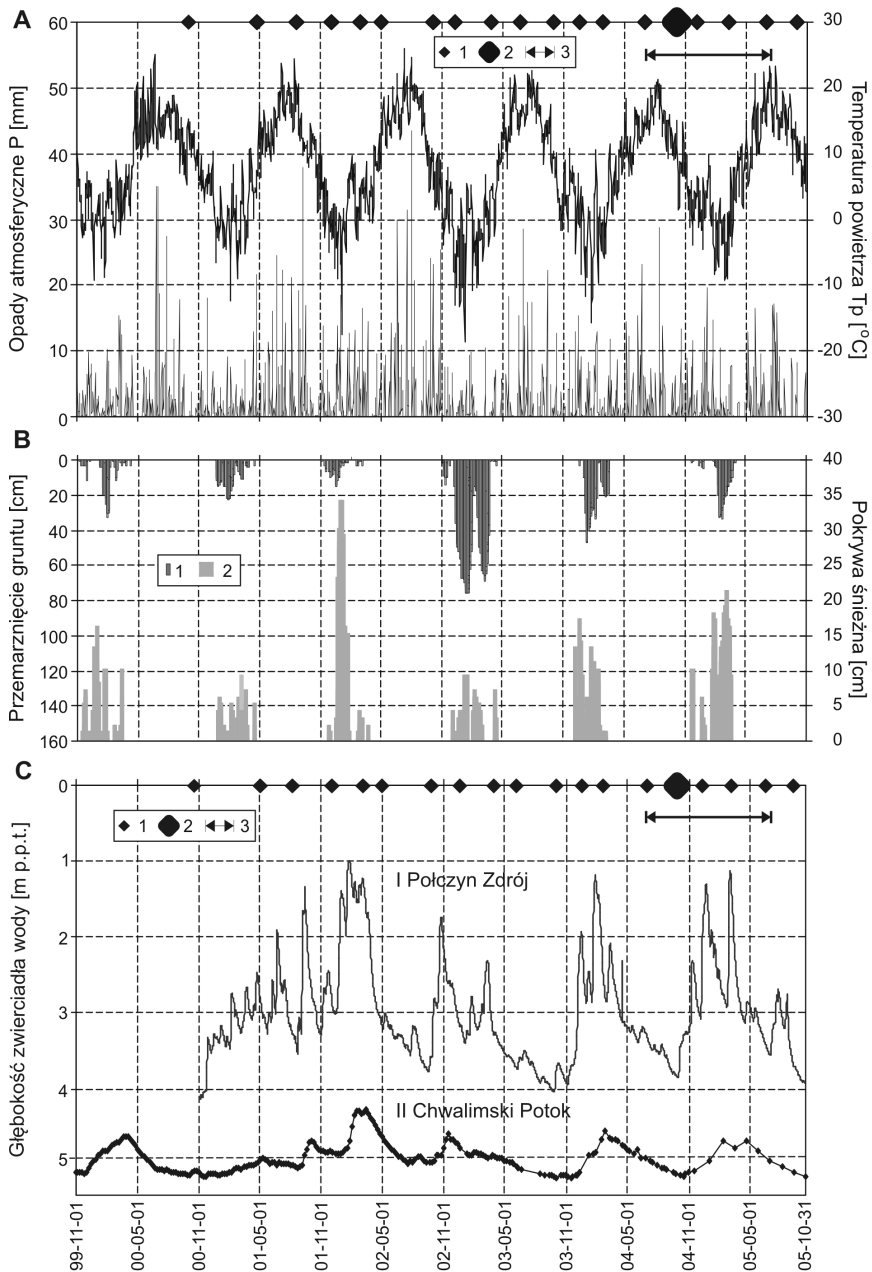
Całkowita długość sieci rzecznej na obszarze badań wynosi 997,4 km. Gęstość sieci rzecznej z ciekami stałymi i okresowymi na terenie objętym badaniami to $1,62 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$, jest zatem znacznie wyższa od wartości tego wskaźnika w poszczególnych pasach morfogenetycznych strefy młodoglacjalnej oraz całego dorzecza Parsęty (tab. 1). W związku z obecnością cieków okresowych gęstość naturalnej sieci rzecznej ulega sezonowym zmianom, na przykład w okresie głębokiej niżówki latem 1992 r. w zlewni Kłudy gęstość spadła z $2,97 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ do $1,5 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Mazurek 2000).

Cechą wyróżniającą południową część dorzecza Parsęty od innych obszarów Pomorza Zachodniego jest brak dużych jezior. Występujące na obszarze badań młsy jeziorne mają genezę rynnową (jeziora Dębno, Koprzywno i Kiełpino) lub wytopiskową (Jez. Kołbackie).

Ustrój hydrologiczny rzek w południowej części dorzecza Parsęty charakteryzuje się zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym z występowaniem wezbrań w miesiącach wiosennych (Dynowska 1971) i możliwością wzrostu odpływu w miesiącach letnich (Kostrzewski i in. 1994; Mazurek 2000). Teren badań leży w strefie stosunkowo wysokich wartości odpływu jednostkowego ($8\text{--}10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) ze stabilnym i wysokim udziałem odpływu podziemnego, który stanowi 60–75% odpływu całkowitego Parsęty (Stachy 1987). Minimalne odpływy jednostkowe osiągają wysokie wartości rzędu $3\text{--}5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Choiński 1988). Wysoki udział wód podziemnych w zasilaniu cieków wyższego rzędu przy jednocześnie znacznej sezonowości funkcjonowania cieków 1. i 2. rzędu jest wynikiem wyraźnego zróżnicowania warunków hydrogeologicznych i zasobności badanego obszaru w wody podziemne. Na tym tle wyróżniają się ciekł 1. rzędu biorące początek z wydajnych wypływów wód podziemnych, które zapewniają im wyrównane przepływy w roku.

4.2.4. Uwarunkowania klimatyczne

Przez obszar badań przebiega wyznaczona przez K. Prawdzica (1980) granica dwóch regionów klimatycznych – północnego i środkowego pasa Pojezierza Pomorskiego (IV i VI kraina klimatyczna). Różnice klimatyczne między tymi krainami wyrażają się w sumie opadów atmosferycznych, stopniu kontynentalizmu termicznego oraz dacie rozpoczęcia, a także długości okresu zimowego. Według regionalizacji klimatycznej A. Wosia (1999) obszar badań należy do regionu środkowopomorskiego, co przejawia się w liczniejszym występowaniu dni z pogodą umiarkowaną ciepłą z dużym zachmu-



Ryc. 16. Charakterystyka meteorologiczna lat hydrologicznych 2000–2005 na podstawie danych ze Stacji Geoekologicznej w Storkowie: A – rozkład dobowej temperatury powietrza (T_p) i opadów atmosferycznych (P), B – przemarznięcie gruntu i miąższość pokrywy śnieżnej, C – zmienność stanów wód podziemnych: I – postereunek Połczyn Zdrój (dane IMGW, Warszawa), II – piezometr w zlewni Chwalimskiego Potoku (dane wg Szpikowskiej 2006, inf. ustna)

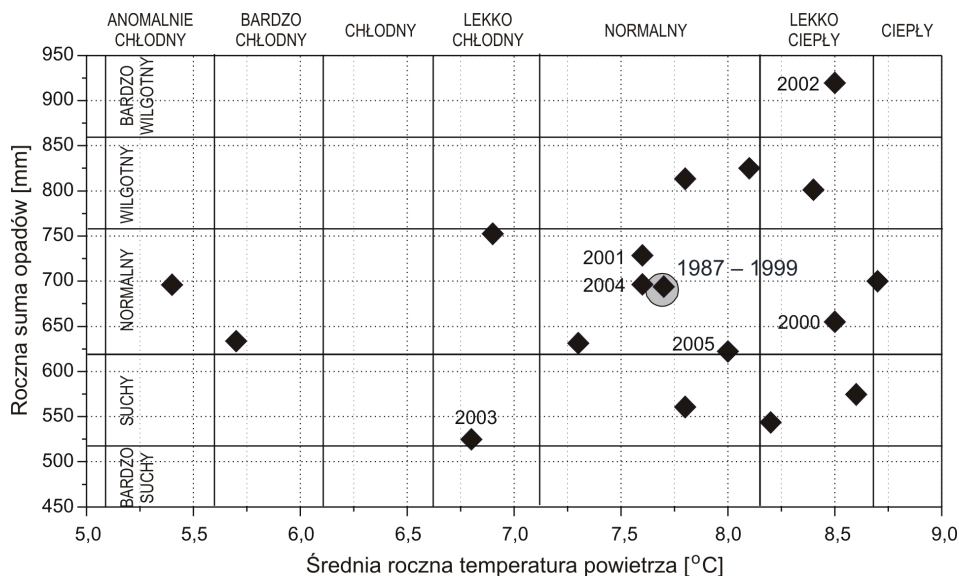
A: 1 – terminy sezonowych pomiarów hydrochemicznych w obszarach źródliskowych, 2 – kartowanie krenologiczne, 3 – okres pomiarów stanów wód podziemnych w niszy źródliskowej na stanowisku Iwin 5;
 B: 1 – głębokość przemarznięcia gruntu, 2 – miąższość pokrywy śnieżnej

rzeniem oraz pogodą deszczową i chłodną. Ekspozycja strefy najwyższych wzniesień na napływające od północno-zachodu masy powietrza oceanicznego oraz duże różnice wysokości względnych na tym terenie, dochodzące maksymalnie do 160 m, sprawiają, że średnia temperatura roku jest niższa o około 0,5–1°C, a opady atmosferyczne są tu wyższe (o 50–100 mm) niż w regionach przyległych. Składniki bilansu wodnego na obszarze badań w latach 1951–1975 oszacowano następująco: opad 670,5 mm, odpływ 337,3 mm i straty 333,2 mm (Butrymowicz, Friedrich 1981).

Charakterystykę warunków pogodowych w latach hydrologicznych 2000–2005 wykonano na podstawie wyników obserwacji z posterunku meteorologicznego Stacji Geoekologicznej w Storkowie (stanowiska pomiarowe obszarów źródłiskowych położone są w odległości od 1 do 15 km od posterunku meteorologicznego; ryc. 3). W okresie badań średnia roczna temperatura powietrza dla posterunku meteorologicznego Stacji w Storkowie wynosiła 7,9°C. W rocznym przebiegu temperatury uwagę zwracają ocieplenia w półroczach zimowych (ryc. 16), z dodatnią temperaturą nie tylko powietrza, ale także gruntu na głębokości 5 cm. W poszczególnych latach roczna suma opadów wynosiła od 524,9 mm do 919,7 mm przy średniej całego okresu 691 mm. Opady półrocza letniego są wyższe od opadów półrocza zimowego, stanowiąc około 58% sumy rocznej (np. w latach 2002 i 2004), ale w poszczególnych latach rozkład opadów ulegał dużym zmianom (w 2001 udział opadów półrocza zimowego wynosił tylko 35%). Udział śniegu w ogólnej ilości opadów atmosferycznych w okresie badań stanowił zaledwie 17,7%. Trwała pokrywa śnieżna utrzymywała się najdłużej przez 2–3 tygodnie (np. w 2004). Z wyjątkiem roku hydrologicznego 2003 stopień przemarznięcia gruntu był porównywalny lub niższy (2002) od wcześniejszego okresu. W roku hydrologicznym 2003 przemarznięcie gruntu występowało w ciągu 109 dni, a średnia miąższość warstwy przemarzniętej dla tego okresu wynosiła 44 cm. Przemarznięcie gruntu w tych latach nie wpłynęło w sposób zasadniczy na wielkość drenażu wód podziemnych, natomiast okresowo ograniczyło krążenie wody w strefie aeracji badanych obszarów źródłiskowych.

Na tle wielolecia 1987–2005 w latach 1998–2004 obserwowano dodatnią tendencję opadową w stosunku do średnich wartości wieloletnich (Szpikowski i in. 2006), co przyczyniło się do odbudowania zasobów wód podziemnych wyczerpanych niedoborem opadów pierwszej połowy lat 90. XX w. Według klasyfikacji termiczno-opadowej sporządzanej na potrzeby programu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (Lorenc 1998) lata hydrologiczne 2001, 2004 i 2005 należą do lat normalnych pod względem termiki i sumy opadów (ryc. 17). Rok hydrologiczny 2003 reprezentuje rok lekko chłodny i suchy z rekordowo niską roczną sumą opadów – 524,9 mm. Natomiast rok hydrologiczny 2002, z sumą opadów 919,7 mm, zaznaczył się jako bardzo wilgotny.

Układ warunków pogodowych w latach 2000–2005 znalazł swoje odbicie w: przebiegu stosunków hydrologicznych, wydajności i zmienności wypływów wód podziemnych oraz intensywności procesów źródłkowych.



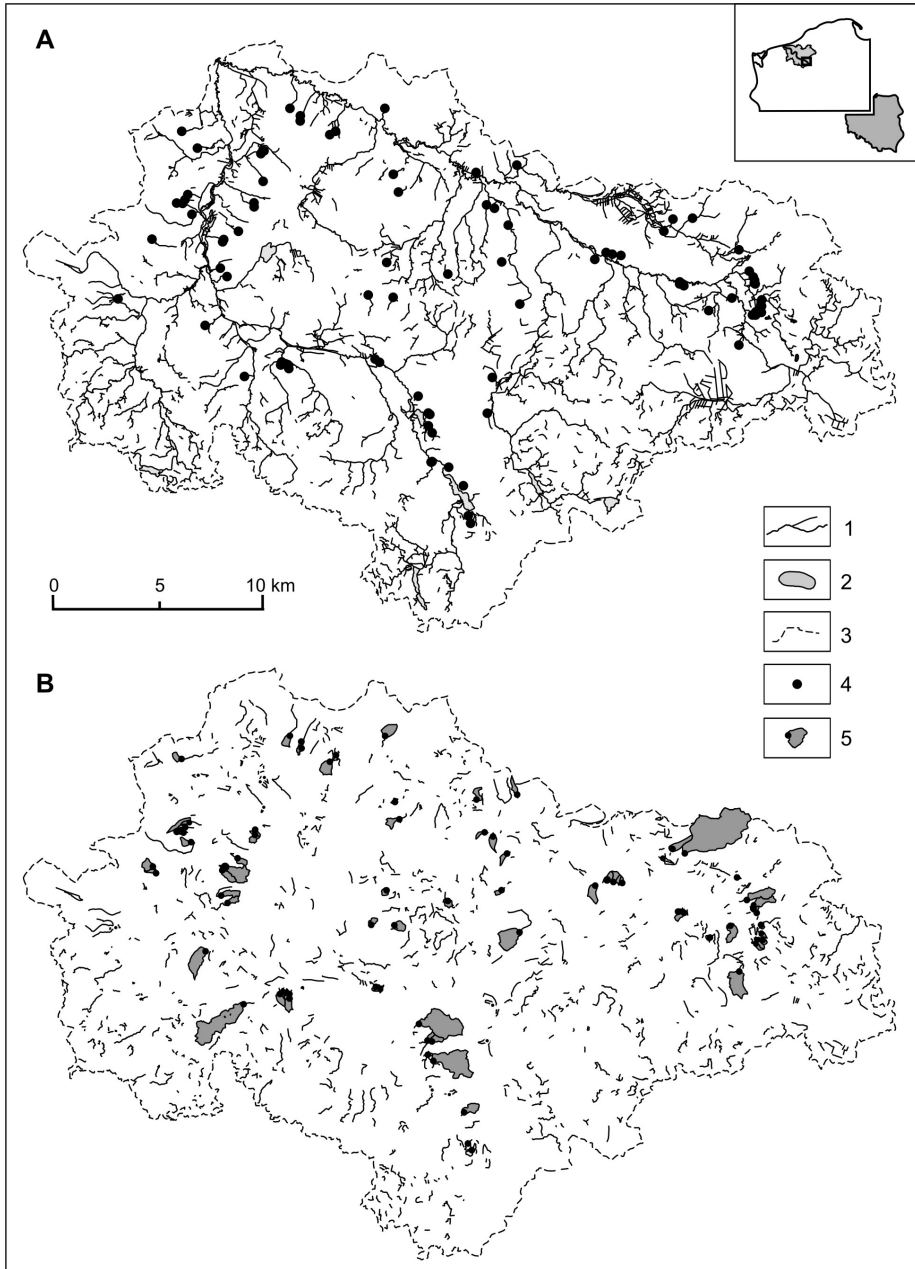
Ryc. 17. Warunki termiczno-opadowe w latach hydrologicznych 2000–2005 na tle wartości rocznych i średniej z wielolecia 1987–1999, na podstawie danych ze Stacji Geoekologicznej w Storkowie

4.3. Uwarunkowania mezoskalowe zlewni 1. rzędu

W mezoskali – skali zlewni 1. rzędu – dla procesów inicjujących rozwój koryta rzecznej z udziałem wód podziemnych znaczenia nabiera wykształcenie podsystemów stokowego i korytowego oraz powiązania między nimi, które wpływają między innymi na intensywność procesów erozyjnych, wielkość odpływu i transportu fluwialnego (ryc. 10).

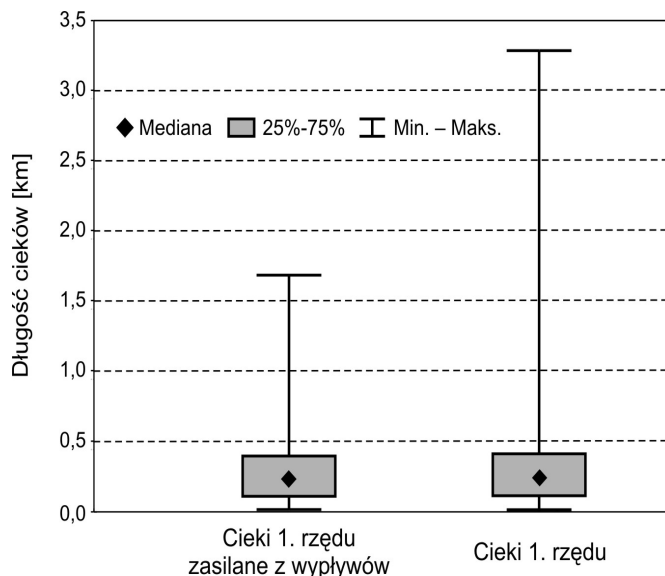
4.3.1. System zlewni pierwszego rzędu (1R)

W południowej części dorzecza Parsęty, opierając się na kartowaniach hydrograficznych prowadzonych w latach 2000–2005, dostępnych materiałach kartograficznych (mapy hydrograficzne w skali 1 : 50 000, mapy topograficzne w skali 1 : 10 000) i dokumentacjach sieci drenarskiej, wydzielono 1057 cie-



Ryc. 18. A – sieć hydrograficzna południowej części dorzecza Parsęty z lokalizacją stanowisk badawczych, B – ciekii 1. rzędu oraz badane zlewnie zerowego odpływu zamknięte wypływami wód podziemnych

1 – sieć rzeczna, 2 – jeziora, 3 – zasięg obszaru badań, 4 – wypływy wód podziemnych, 5 – obszary źródłiskowe i ich zlewnie zerowego odpływu



Ryc. 19. Długość 88 cieków 1. rzędu zasilanych przez wypływy wód podziemnych oraz długość wszystkich cieków 1. rzędu w południowej części dorzecza Parsęty

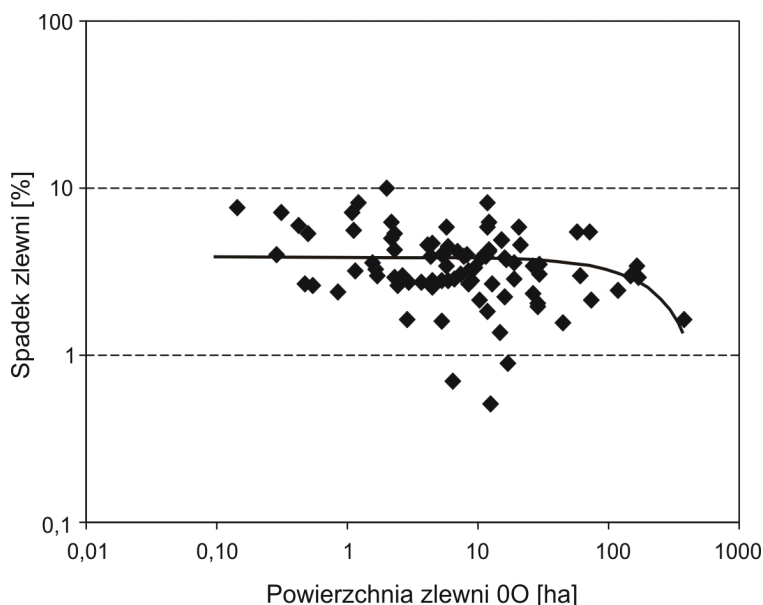
ków 1. rzędu (por. tab. 1, podrozdz. 1.3, ryc. 18). W liczbie tej nie uwzględniono rowów melioracyjnych i kanałów na łąkach. Cieki źródłiskowe o średniej długości 0,34 km (ryc. 19) łącznie liczą 358,8 km. Podobnie krótkie cieki 1. rzędu występują w innych zlewniach młodogłacjalnych. W 32 systemach rzecznych i rzeczno-jeziornych północno-wschodniej Polski średnia długość cieków 1. rzędu wynosi 0,50 km przy długości 75% cieków w przedziale 0,27–0,49 km (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Na badanym obszarze cieki źródłiskowe stanowią 34% całości sieci rzecznej, co jest wartością stosunkowo niską, wynikającą ze słabego jeszcze rozwinięcia sieci rzecznej. Krótkie cieki 1. rzędu szybko łączą się z ciekami głównymi, czego konsekwencją jest duża liczba tzw. cieków dzikich uchodzących bezpośrednio do cieków o kilka rzędów wyższych.

Początek ciekom dają odpływy z obszarów okresowo nasyconych oraz wypływy z obszarów zabagnionych, z których część zasilana jest przez powierzchniowe wypływy wód podziemnych (mokradała soligeniczne). W wyniku kartowania krenologicznego stwierdzono, że cieki źródłiskowe rozpoczynające się 92 wypływami wód podziemnych w 88 obszarach źródłiskowych stanowią 8,3% cieków 1. rzędu. Mała liczba jezior powoduje, że ze zbiorników jeziornych wypływa około 10% cieków 1. rzędu. Ponad 20% cieków źródłiskowych bierze początek z drenów lub zostało skanalizowanych.

4.3.2. Uwarunkowania podsystemu stokowego

4.3.2.1. Charakterystyka zlewni zerowego odpływu (OO)

Zlewnie zerowego odpływu 88 obszarów źródłkowych w południowej części dorzecza Parsęty są niewielkie. Ich powierzchnie liczą bowiem od 0,1 do 376,1 ha przy średniej 22,1 ha (ryc. 20, tab. 4), podczas gdy Stachy (1991) dla Pomorza Zachodniego szacuje ich powierzchnie na 50–200 ha. Małe powierzchnie wyznaczonych zlewni zerowego odpływu pozwalają przypuszczać, że obszary alimentacji wód podziemnych wykraczają poza ich zasięg, a między działami wodnymi – topograficznym i podziemnym – nie ma zbieżności. Zgodność zasięgów zlewni wykazywana jest bowiem dopiero dla obiektów o powierzchni od 100 do 1000 km² (Herbich 2007). Do zapewnienia odpływu i uruchomienia procesów erozyjnych prowadzących do inicjacji koryta rzecznego potrzebna jest określona wielkość obszaru (a właściwie pojemność strefy aktywnej wymiany), który drenowany jest przez wypływy wód podziemnych. Wielkości zlewni zerowego odpływu wykazują słabą zależność z wielkością odpływu rejestrowanego w obszarach źródłkowych



Ryc. 20. Relacje między powierzchnią a średnim nachyleniem zlewni zerowego odpływu OO zamkniętych wypływami wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty

($r = 0,36$, $\alpha < 0,05$). Taki brak zależności między powierzchniowym obszarem alimentacji a wielkością odpływu jest wykazywany dla cieków biorących początek z wypływów wód podziemnych (Abrahams 1980; Hattanji, Matsushi 2006).

W przypadku koryt inicjowanych przez wypływy wód podziemnych nie ma zastosowania zależność między powierzchnią obszaru zasilania a lokalnym nachyleniem (ryc. 20) stosowana w modelu D.R. Montgomery'ego, W.E. Dietricha (1994) do wyznaczenia wartości progowej inicjacji koryta rzecznoego. Na obszarach młodoglacjalnych inne czynniki, takie jak: cechy teksturalne i strukturalne osadów, zróżnicowanie pionowe i poziome miąższości warstwy wodonośnej, ukształtowanie stropu warstwy nieprzepuszczalnej, głębokość zalegania warstw wodonośnych, kontrolują przepływ wód podziemnych i lokalizację początku koryta rzecznoego.

Dla porównania zasobności wodnych zlewni zerowego odpływu wyznaczono średnią miąższość stref aktywnej wymiany, która wynosi od 0,1 do 56,4 m, natomiast objętości tych stref przyjmują wartości od 0,002 do 2,1 km³. Zróżnicowana miąższość strefy aktywnej wymiany wskazuje, że nie w każdym przypadku jest to wystarczająca przestrzeń do zasilania wypływów wód podziemnych, a obszar drenowany poprzez wypływy wykracza poza granice zlewni powierzchniowej. Strefa aktywnej wymiany badanych zlewni obejmuje płytki poziom przypowierzchniowy wód podziemnych, ale także poziomy międzymorenowe. W przypadku przynajmniej 20 zlewni źródłiskowych stwierdzono możliwość istnienia zasilania dwuzbiornikowego. Wyznaczone moduły zawodnienia strefy aktywnej wymiany (Pociask-Karteczka 2006) mieszczą się w bardzo szerokim przedziale od 0,01 do 12 373,1 dm³ · s⁻¹ · km⁻².

Obszar badań położony jest w strefie o jednej z najwyższych wartości modułów średniego odpływu podziemnego. P. Jokiel (1994b) dla zlewni Parsęty zamkniętej wodowskazem Tychówko (pow. 896 km²) podaje średni wieloletni moduł odpływu podziemnego wynoszący 7,01 dm³ · s⁻¹ · km⁻² (maksymalny w wieloleciu moduł odpływu podziemnego osiąga 10,16 dm³ · s⁻¹ · km⁻²). Wyznaczone wartości modułów zawodnienia strefy aktywnej wymiany w 48% mają wartości przekraczające wyznaczony średni odpływ podziemny. Są to przesłanki wskazujące, że zlewnie podziemne badanych wypływów są prawdopodobnie od kilku do kilkudziesięciu razy większe niż zlewnie powierzchniowe. W przypadkach wypływów alimentowanych z poziomów międzymorenowych wątpliwe jest przyjmowanie współkształtności zlewni powierzchniowej ze zlewnią podziemną, a w skrajnym przypadku potencjalny obszar zasilania wypływu może być nawet kilkaset razy większy niż wyznaczona zlewnia topograficzna (m.in. stanowisko Popielewo 4). Rozważania te potwierdzają badania G. Michalskiej (2003a), która opierając się na znajomości pola hydrodynamicznego lokalnego układu krążenia, wy-

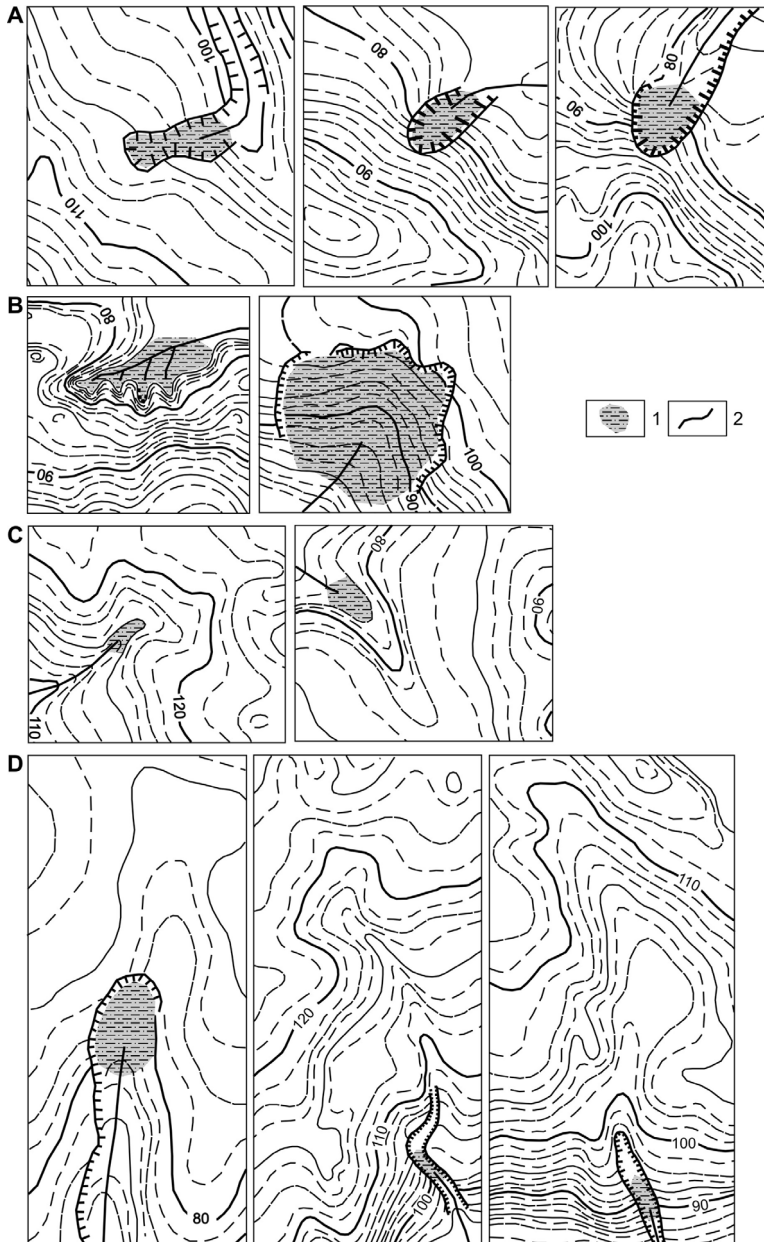
znaczyła zlewnię podziemną Chwalimskiego Potoku (stanowisko Nowy Chwalim 2). Powierzchnia tak wydzielonej zlewni podziemnej okazała się około 15 razy większa od zlewni topograficznej. Niezgodność powierzchniowych i podziemnych działów wodnych na obszarach młodoglacjalnych uwarunkowana jest m.in.: zróżnicowaniem litofacjalnym osadów czwartorzędowych, nieciągłością i małym zasięgiem warstw wodonośnych, zaburzeniami glacictektonicznymi i obecnością zagłębień bezodpływowych. Zasięg zlewni mógł zostać również zmodyfikowany przez sieć drenarską, która na tym obszarze zakładana była na przełomie XIX i XX w. Sieć drenarska może lokalnie wpłynąć na zmianę kierunku odpływu, odprowadzając wody poza zlewnię topograficzną (Michalska 2003a). Współczesny system drenarski ma ujście w kilku niszach źródłiskowych (m.in. stanowisko Kazimierzewo 1, Gęsia Góra 1 i Radomyśl 7), pozostając dodatkowym elementem kształtującym zasilanie cieków, zwłaszcza w okresach roztopów i opadów. Na podstawie analizy map sieci drenarskiej w przypadku tych stanowisk nie stwierdzono jednak zmiany powierzchni badanych zlewni zerowego odpływu.

4.3.2.2. Morfometria zlewni zerowego odpływu (00)

Procesy morfogenetyczne w podsystemie początku koryta rzecznego są wynikiem między innymi podziemnego przepływu wody w zlewni zerowego odpływu, a lokalizacja i morfologia początku koryta może w zróżnicowany sposób nawiązywać do ukształtowania zlewni zerowego odpływu (ryc. 21). Biorąc pod uwagę morfometrię zlewni 00 i jej położenie w stosunku do form terenu wyższego rzędu, na terenie badań wydzielono cztery typy morfometryczne zlewni zerowego odpływu, których zamknięcie stanowią wypływy wód podziemnych.

A. Część zlewni 00 obszarów źródłiskowych (32 stanowiska) zlokalizowana jest na stokach (kemów, wzgórz moren martwego lodu, ostańców erozyjnych) o prostym lub wypukłym kształcie, bez zaznaczających się w topografii linii spływu wody powyżej początku koryta (ryc. 21A), przy krzywiźnie poziomic rozpraszających spływ powierzchniowy wody. Ta grupa zlewni zerowego odpływu, określana jako zlewnie stokowe, charakteryzuje się najmniejszą średnią powierzchnią – 9,5 ha. Obszary źródłiskowe położone są w odległości średnio 0,40 km od wododziału zlewni 00. Wypływy w postaci źródlisk, wycieków powierzchniowych oraz młak zlokalizowane w obszarach źródłiskowych zamykających stokowe zlewnie zerowego odpływu dają początek ciekom 1. rzędu o średniej długości około 0,41 km.

- B.** Do następnej grupy należą zlewnie krawędziowe cieków rozpoczynających się źródłiskami, wyciekami powierzchniowymi lub punktowymi źródłami zlokalizowanymi podzbooczowo w dolinach rzecznych (26 stanowisk, ryc. 21B). Osie obszarów źródłiskowych zlokalizowane są prostopadle do doliny rzecznej wyższego rzędu. Cieki 1. rzędu o średniej długości 0,35 km mają początek w obrębie nisz źródłiskowych położonych w odległości średnio około 0,57 km od wododziału, a powierzchnia ich zlewni zerowego odpływu wynosi 14 ha. Krzywizna poziomic powyżej strefy wypływu jest zróżnicowana, ale w większości prowadzi do rozproszenia spływu powierzchniowego. Zbocza nisz źródłiskowych w położeniu krawędziowym mogą być rozczłonkowane niewielkimi rozcięciami erozyjnymi i debrzami.
- C.** Początek 10 koryt rzecznych stanowią wycieki linijne i linie wypływów położone w obrębie łagodnie nachylonych niecek denudacyjnych. Obszary źródłiskowe to zamknięcia zlewni zerowego rzędu dla niecek i dolinek denudacyjnych. Tego typu zagłębienia terenowe mają zdolność do koncentracji wód spływu powierzchniowego, ponadto ukierunkowują odpływ wód z poziomu przypowierzchniowego. Na zdjęciach lotniczych (Kijowski, Zwoliński 2003; Mazurek, Zwoliński 2004) linie odpływu podziemnego podkreślane są większą akumulacją materii organicznej oraz wysoką wilgotnością gruntu, co jest szczególnie wyraźne po opadach atmosferycznych i w okresie roztopów. Obszar alimentacyjny początku koryta wynosi średnio 34 ha, przy odległości 0,88 km od wododziału (ryc. 21C). Cieki osiągają długość od 0,17 do 1,25 km. Ta grupa zlewni określana jest jako zlewnie 00 predysponowane starszą rzeźbą denudacyjną.
- D.** 20 koryt rzecznych zapoczątkowanych jest przez wypływy zlokalizowane w górnych i środkowych odcinkach suchych dolin denudacyjnych, erozyjno-denudacyjnych i małych rozcięć erozyjnych (ryc. 21D). Są to głównie wypływy typu liniowego, ale spotyka się w tej grupie także źródła, małe źródliska i wycieki powierzchniowe. Początki koryt mają swoje przedłużenie w podsystemie stokowym w korytach epizodycznych. Biorąc pod uwagę liczbę rozgałęzień i nachylenie form powyżej początku koryta rzecznego, można wydzielić: (1) pojedyncze dolinki suche, których oś dna jest zgodna z osią doliny odwadnianej lub (1a) – oś dna suchej doliny przesunięta w stosunku do osi doliny, (2) dwie dolinki, których osie łączą się pod kątem ostrym w stosunku do osi doliny odwadnianej lub (3) kilka koncentrycznie zbiegających się dolinek. Średnia powierzchnia zlewni zerowego odpływu predysponowanych starszą rzeźbą erozyjną i erozyjno-denudacyjną w tym przypadku wynosi 44,5 ha, przy średniej odległości od wododziału 0,81 m. Natomiast odległość początku koryta od początku doliny, która w górnym odcinku pozostaje sucha, wynosi od 0,10 do 0,85 km.



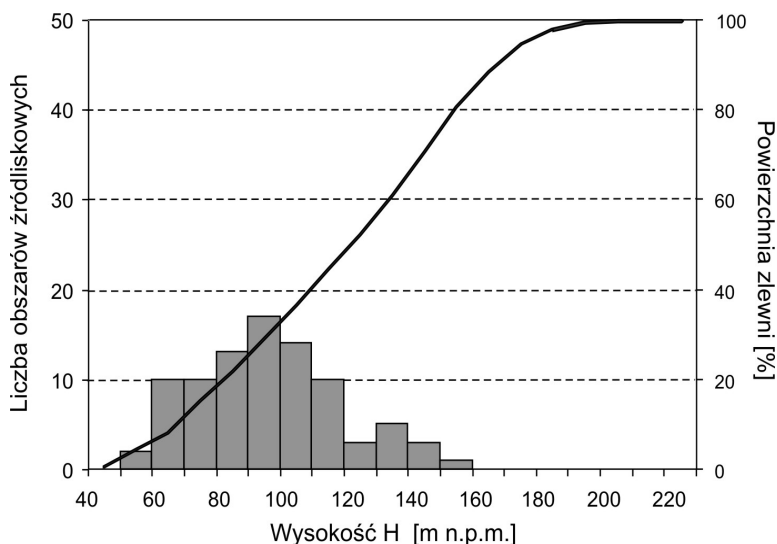
Ryc. 21. Morfometria zaplecza wypływów wód podziemnych: A - zlewnie zerowego odpływu stokowe, B - zlewnie zerowego odpływu krawędziowe, predysponowane przez starsze elementy rzeźby: C - niecki denudacyjne, D - dolinki denudacyjne, erozyjno-denudacyjne i rozcięcia erozyjne

Opracowano na podstawie map topograficznych w skali 1 : 10 000, warstwicze co 1,25 m; 1 - zasięg wypływu wód podziemnych, 2 - ciek

Przedstawiony podział zlewni zerowego odpływu obszarów źródłkowych uwzględnia typ kontaktu podsystemów stokowego i początku koryta oraz ukształtowanie zlewni zerowego odpływu. Dla wielkości odpływu i inicjacji spływu korytowego istotna jest jednak przede wszystkim lokalizacja w obrębie jednostek geomorfologicznych i hydrogeologicznych.

4.3.3. Uwarunkowania podsystemu korytowego

Koryta inicjowane przez wypływy wód podziemnych występują w szerokim przedziale wysokości, tzn. 57,5–155,0 m n.p.m., z przewagą w zakresie 80–110 m n.p.m. (51,2%, ryc. 22). Rozkład ten wynika ze zróżnicowania wysokościowego form terenu i warunków hydrogeologicznych. Jak zauważono, związki między budową geologiczną, strukturami hydrogeologicznymi i rzeźbą terenu w mezoskali mają decydujący wpływ na rozmieszczenie, charakter i intensywność procesów morfotwórczych kształtujących początki koryt rzecznych z udziałem wód podziemnych. Granice litologiczno-morfologiczne między sąsiadującymi jednostkami geomorfologicznymi oznaczają zmianę warunków występowania, głębokości zalegania i krążenia wód podziemnych, co wiąże się z obecnością różnych form drenażu wód podziemnych rozpoczynających odpływ korytowy.



Ryc. 22. Krzywa hipsograficzna południowej części dorzecza Parsęty (do ujścia Dębicy do Parsęty) z rozkładem wysokości koryt 1. rzędu inicjowanych przez wypływy wód podziemnych

Wyływy wód podziemnych inicjujące koryta rzeczne w południowej części dorzecza Parsęty związane są z różnymi formami rzeźby. Należą do nich strefy krawędziowe wysoczyzn morenowych (m.in. w zlewni Kłudy i Iwinki), stoki wzgórz kemowych i pagórków moren martwego lodu (okolice: Radomyśla, Borzęcina, Białowąsa, Barwic, Ostrowasów i Kołacza). Koryta inicjowane przez wyływy wód podziemnych rozwijają się na zboczach dolin rzecznych, między innymi Parsęty, Dębnicy i Trzebiegoszczy. Wycieki linijne i źródlika zarejestrowano także w rozcięciach erozyjnych, dolinach denudacyjnych i nieckach rozwiniętych na obszarach wysoczyznowych, zboczach rynien subglacjalnych, obniżeniach wytopiskowych i dolin rzecznych, między innymi w okolicach Kłodzina, Ostrego Barda i Buślar (Mazurek 2005). Cieki inicjowane przez wyływy wód podziemnych osiągają średnią długość 0,40 m (mediana 0,25 km, ryc. 19).

Analiza rozmieszczenia obszarów źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty pozwala wyodrębnić trzy podstawowe strefy ich lokalizacji:

- 1) wysoczyzny morenowe,
- 2) równiny wód roztopowych,
- 3) zbocza dolinne.

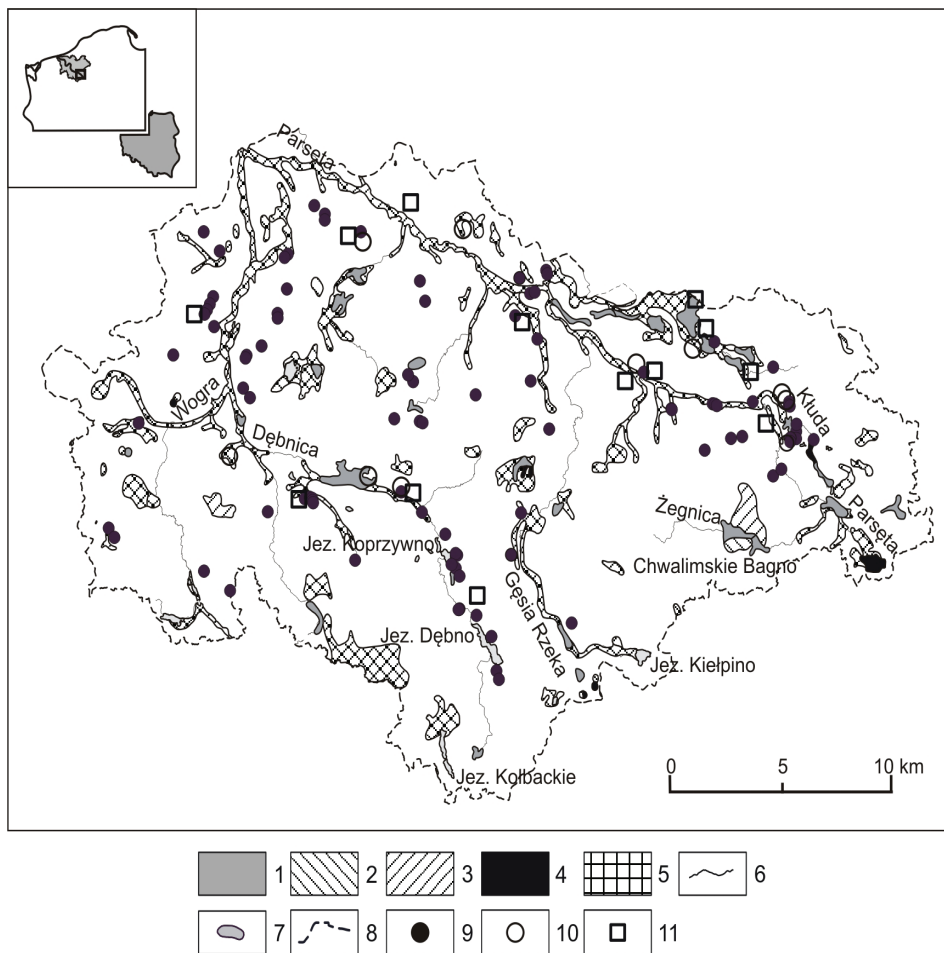
Jednostki te, o różnym stopniu zróżnicowania hipsometrycznego i litologicznego, charakteryzują się odmiennymi warunkami występowania poziomów wodonośnych, ich zasobnością i możliwościami drenażu powierzchniowego inicjującego koryta rzeczne.

4.3.4. Użytkowanie terenu

Elementy obiegu wody, w tym zasobność i dynamika poziomów wód podziemnych, współcześnie podlegają różnokierunkowym modyfikacjom w wyniku działalności człowieka, a siła tych oddziaływań jest znaczna, zwłaszcza w skali małych form, jakimi są początki koryt rzecznych. Użytkowanie terenu może zmieniać lokalizację i wydajność wyływów wód podziemnych, a w rezultacie typ i intensywność procesów morfogenetycznych w obszarach źródłiskowych, decydując o łączności między systemami stokowym i korytowym.

Południowa część dorzecza Parsęty charakteryzuje się rolniczo-leśnym typem użytkowania, gdzie tereny rolne stanowią 55,9%, a lasy i ekosystemy seminaturalne 42,4% (wg EEA, 2004). Użytki zielone głównie związane są ze zmeliorowanymi glebami mineralno-organicznymi i organicznymi występującymi w dużych zagłębieniach wytopiskowych i dolinach. Stanowią one 6,3% powierzchni badanej zlewni. Zbiorowiska leśne obejmują lasy iglaste (21,3%), liściaste (9,9%) oraz mieszane (10,8%). Według podziału geobotanicznego Polski W. Szafera i B. Pawłowskiego (Szafer 1972) teren badań

leży na pograniczu krain Pobrzeża Bałtyckiego i Pojezierza Pomorskiego. Ze zbiorowisk leśnych na tym obszarze występują: buczyny, las mieszany z bukiem i dębem, bór mieszany sosnowo-dębowy i bór sosnowy. W dolinach rzecznych rozwinięte są łągi olsowo-jesionowe, łożowiska i olsy. Na Pojezierzu Drawskim licznie spotykane są mszary i bory bagienne na torfowiskach. Część obszaru badań leży w Drawskim Parku Krajobrazowym i jego otulinie.



Ryc. 23. Mokradła w południowej części dorzecza Parsęty

Opracowano na podstawie *Mapy mokradeł i użytków zielonych Polski* (Piórkowski i in. 2010) oraz badań własnych; 1 - torfowisko niskie, 2 - torfowisko przejściowe, 3 - torfowisko wysokie, 4 - gytiowisko, 5 - mokradło nietorfowe, 6 - sieć odpływu, 7 - jezioro, 8 - zasięg obszaru badań, 9 - wypływ wód podziemnych (źródła, wycieki, źródlika), 10 - młaka, 11 - mokradło kompleksowe

Zlewnie zerowego odpływu 44 obszarów źródłiskowych (50%) są całkowicie zalesione, a w 31% ich użytkowanie jest mieszane – leśno-rolnicze. Niecałe 5% stanowią zlewnie użytkowane rolniczo, a pozostałą część zlewni 00 zajmują grunty orne, którym towarzyszą użytki zielone, las lub zabudowa.

Tereny wodne, głównie zbiorniki wodne, zajmują 0,4% zlewni, a zaledwie 0,2% stanowią obszary podmokłe¹¹. Natomiast na *Mapie mokradeł i użytków zielonych Polski* (Piórkowski i in. 2010) i w bazie danych „TORF” mokradła zajmują 73,05 km², tj. 10,6% powierzchni obszaru badań¹² (ryc. 23). Wśród nich dominują mokradła fluwiogeniczne nietorfowe występujące w dolinach Parsęty i Dębnicy. Torfowiska niskie zlokalizowane są w zagłębieniach wytopiskowych włączonych w sieć dolinną, tak jak w dolinie Parsęty, Iwinki, Kłudy. W zlewnicy Żegnicy położone jest Chwalimskie Bagno – jedno z największych na Pomorzu torfowisk wysokich z towarzyszącym torfowiskiem przejściowym. We wspomnianym opracowaniu kartograficznym nie uwzględniono torfowisk źródłiskowych związanych z punktowymi wypływami wód podziemnych, które występują między innymi w strefie źródłiskowej Parsęty, na zboczach doliny Perznicy oraz w zlewni Brzeźniczki (Jasnowska, Markowski 1998). Na mapie mokradeł znalazły się tylko te obszary źródłiskowe, które zlokalizowane są na obrzeżu torfowisk niskich oraz mokradeł nietorfowych (ryc. 23), stanowiąc część mokradeł kompleksowych (Wołejko 1999).

Formy użytkowania terenu i ich dynamika umożliwiają funkcjonowanie i w wielu przypadkach analizę procesów źródłiskowych podlegających tylko bardzo ograniczonej antropopresji.

4.4. Uwarunkowania mikroskalowe – lokalne

Przedmiotem badań w mikroskali, czyli w skali podsystemu początku koryta rzecznego są wszelkie uwarunkowania o znaczeniu lokalnym, powodujące wewnętrzne zróżnicowanie obszarów źródłiskowych i stanowiące o ich georóżnorodności. Głównym czynnikiem decydującym o inicjacji i rozwoju początku koryta rzecznego pozostają wypływy wód podziemnych, stąd istotnym uwarunkowaniem jest określenie typu wypływu, zmienności jego wydajności i udziału w kształtowaniu odpływu korytowego. Na przebieg procesów erozji, transportu i akumulacji w obszarach źródłiskowych znaczący wpływ ma szata roślinna oraz lokalnie działalność antropogeniczna (ryc. 10).

¹¹ *Cyfrowa mapa pokrycia terenu Polski CLC* (2000) zawiera obiekty o powierzchni większej od 25 ha i minimalnej szerokości większej od 100 m (EEA, 2004).

¹² Na *Mapie mokradeł i użytków zielonych Polski* przedstawiano torfowiska o powierzchni większej od 1 ha oraz mokradła nietorfowe o powierzchni około 10 ha (Piórkowski i in. 2010), obiekty mniejsze przedstawiono punktowo.

4.4.1. Uwarunkowania hydrogeologiczne i hydrologiczne

4.4.1.1. Zasilanie obszarów źródłiskowych

Wpływy wód podziemnych na obszarze badań ze względu na typ zasilania można podzielić na (Mazurek 2006a):

- 1) wpływy lokalnego systemu przepływu małych zbiorników poziomu przypowierzchniowego na wysoczyznach morenowych,
- 2) wpływy lokalnego systemu przepływu małych i dużych zbiorników poziomu przypowierzchniowego w strefie równin wód roztopowych i strefie dolinnej,
- 3) wpływy lokalnego systemu przepływu małych zbiorników poziomu międzymorenowego górnego (wg kryteriów mapy hydrogeologicznej zaliczany on też bywa do poziomu przypowierzchniowego),
- 4) wpływy przejściowego systemu przepływu w poziomie międzymorenowym środkowym.

Wpływy zasilane są również z połączonego poziomu przypowierzchniowego i międzymorenowego górnego lub międzymorenowego środkowego. Występowanie poziomów wodonośnych, zmienność ich zasięgu i miąższości przedstawiają zamieszczone profile hydrogeologiczne (ryc. 13–15). Warunki zasilania, drenażu i inicjacji odpływu korytowego w obrębie jednostek geomorfologicznych i hydrogeologicznych występujących na terenie badań scharakteryzowano poniżej.

4.4.1.1.1. Wysoczyzny morenowe

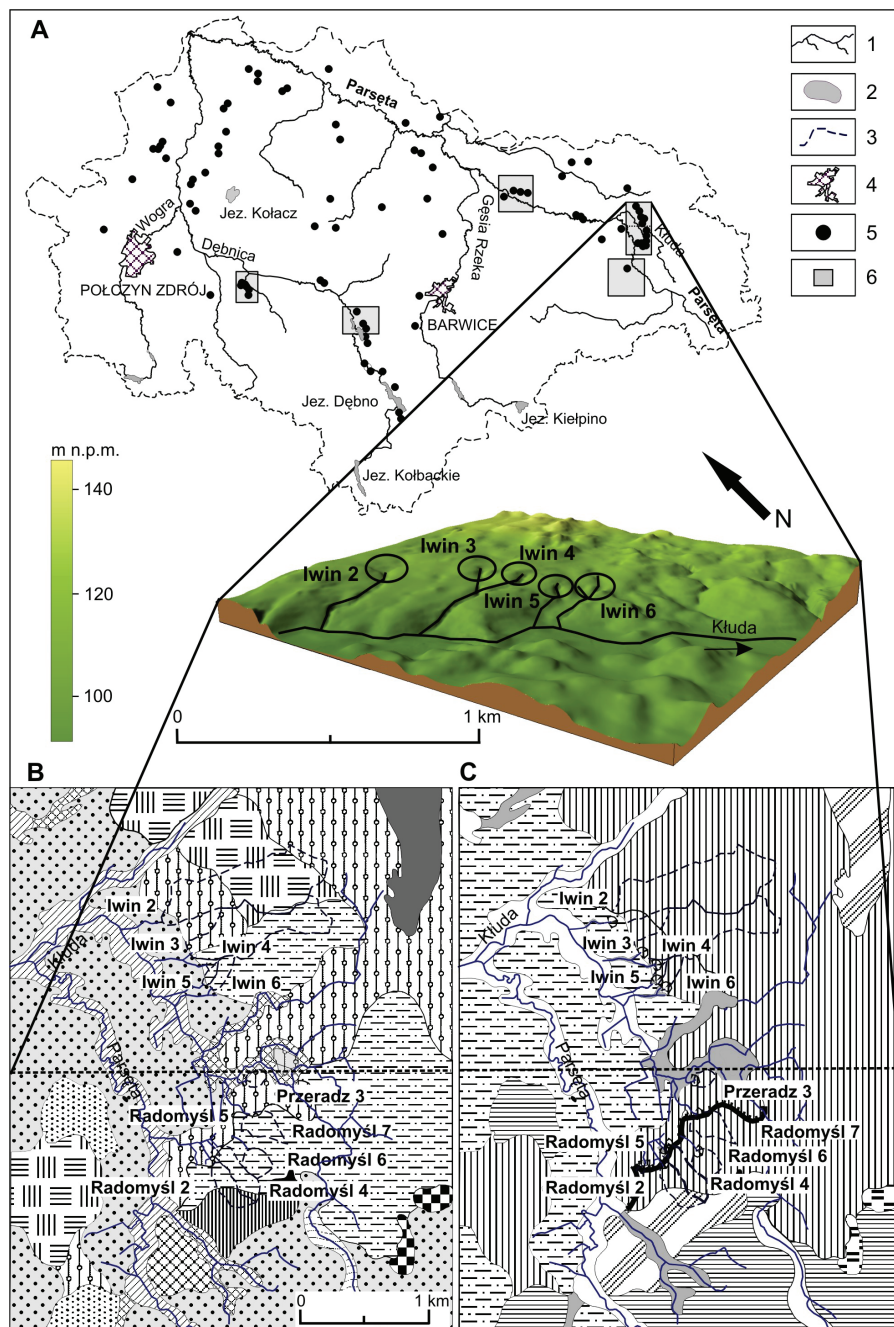
Wysoczyzny morenowe pagórkowate i faliste to obszary występowania przypowierzchniowego poziomu wodonośnego wykształconego w lodowcowych piaskach żwirowo-pylastych, piaszczystej glinie morenowej i osadach deluwialnych. Poziom ten cechuje się nieciągłością i małą wydajnością. Osady wodonośne występują w postaci soczewek oraz warstw o małym zasięgu. Miąższość tego poziomu na terenie badań jest bardzo zróżnicowana, waha się od kilku do 20 m, a w obrębie dolin subglacialnych i dolin kopalnych osiąga 40 m. Swobodne zwierciadło wód podziemnych (rzadko występuje pod słabym ciśnieniem) kształtuje się na głębokości od 2 do 5 m (pomiaru własne w studniach kopanych), a na znacznych obszarach notowane jest na głębokości do 10 m, lokalnie poniżej 20 m (Kostecki 2003). Uzyskiwana wydajność studni sięga $20 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, a średni współczynnik filtracji $0,0001 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Fuszara 1998). Różnorodność warunków hydrogeologicznych przejawia się w dużym zróżnicowaniu zarejestrowanych typów wpływów warstwowo-

-kontaktowych małych źródeł, wycieków oraz wysięków, które zlokalizowane są na kontakcie warstwy piasków lub bruku erozyjnego i podścielających ich glin morenowych lub piasków gliniastych o mniejszej przepuszczalności. Ze względu na niewielkie rozprzestrzenienie i małą zasobność zbiorników alimentacyjnych mierzona wydajność wypływów stokowych i podstokowych była poniżej $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wyższą wydajność (do $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) notowano w przypadku wypływów wód podziemnych koncentrujących się w strefach krawędziowych wysoczyzn morenowych. Skłony wysoczyzn rozcięte są przez sieć dolinek 1. rzędu. W części z nich w wyniku erozji dennej lub zmian położenia poziomu wód podziemnych osiągnięte zostało zwierciadło wód podziemnych i rozpoczął się drenaż wysoczyznowego poziomu wodonośnego, który zasila źródła, linie wycieków lub wydajniejsze źródłiska. Wypływy występują również w osiach niecek denudacyjnych lub dawnych linii odwodnienia zagłębień bezodpływowych licznych na wysoczyznach morenowych.

Przykładem występowania wypływów wód podziemnych zasilanych z wysoczyznowego zbiornika wód podziemnych jest strefa krawędziowa wysoczyzny morenowej pomiędzy miejscowościami Radomyśl-Przeradz i Przeradz-Iwin. Wypływy zlokalizowane w niszach źródłiskowych osiągają wydajność $0,2-7,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (kartowanie w 2004, tab. 4). Wybrane nisze objęto badaniami terenowymi na stanowiskach: Przeradz 3, Radomyśl 2, 4, 5, 6, 7¹³, Iwin 2, 3, 4, 5, 6 (ryc. 24). Lokalizacja i typy wypływów obejmujących: źródła kontaktowe i przelewowe, wycieki, młaki i źródłiska są silnie uzależnione od: lokalnej topografii, zróżnicowania litofacjalnego osadów lodowcowych i ich przepuszczalności oraz ukształtowania stropu warstwy nieprzepuszczalnej. Występowanie przewarstwień i soczewek glin morenowych napinających zwierciadło wody podziemnej powoduje, że w kilku małych źródłach woda wypływa pod ciśnieniem. Wśród wypływów wyróżnia się zlokalizowane na niewielkim spłaszczeniu stokowym źródło przelewowe (stanowisko Radomyśl 4, tzw. źródło Krętacza; Szpikowski i in. 2006). Jest to jeden z kilku występujących na terenie badań limnokrenów.

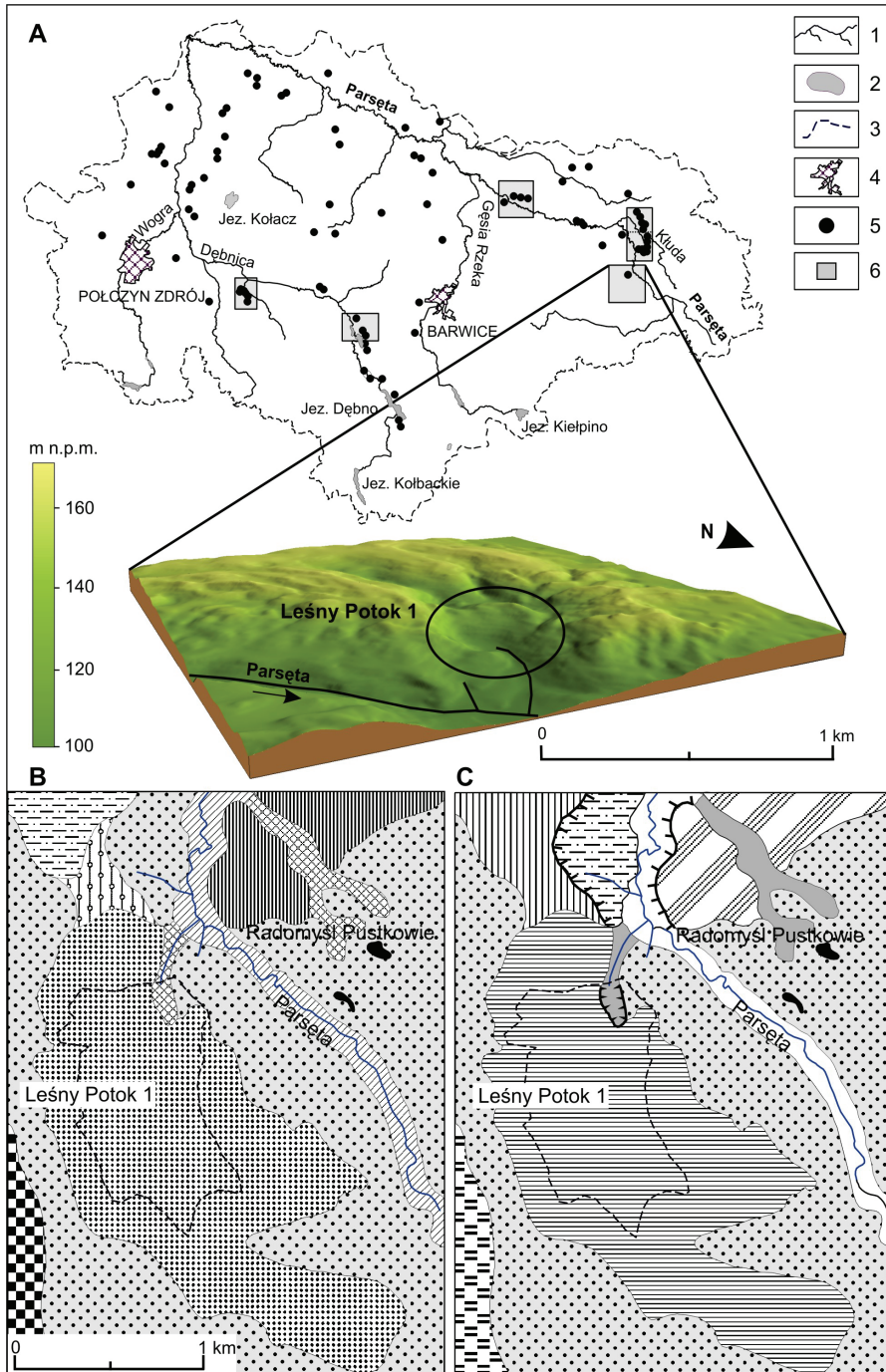
Na wysoczyznach morenowych wypływy wód podziemnych zlokalizowane są także na stokach lub u podnóża pagórków kemowych, moren martwego lodu lub form powstałych z wypełnienia szczelin lodowych. Kemy, w większości o genezie fluwioglacjalnej i limnoglacjalnej, zbudowane są z piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami mułków, ilów i smugami gliny morenowej ablacyjnej. Miąższość warstwy wodonośnej w tych jed-

¹³ Stanowisko Radomyśl 7 było przedmiotem badań A. Stacha (2003) w zakresie uwarunkowań i mechanizmu procesów denudacji chemicznej w mikrozewni źródłiskowej.



Ryc. 24. Obszary źródliskowe w strefach Radomyśl-Przeradz i Przeradz-Iwin: A - lokalizacja obszarów źródliskowych na skłonie wysoczyzny morenowej, B - szkic geologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami), C - szkic geomorfologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami)

A: 1 - sieć rzeczna, 2 - jeziora, 3 - granica obszaru badań, 4 - miasta, 5 - obszary źródliskowe (= stanowiska badawcze), 6 - lokalizacja studium przypadku; objaśnienia sygnatur do ryc. 24B i C na ryc. 5



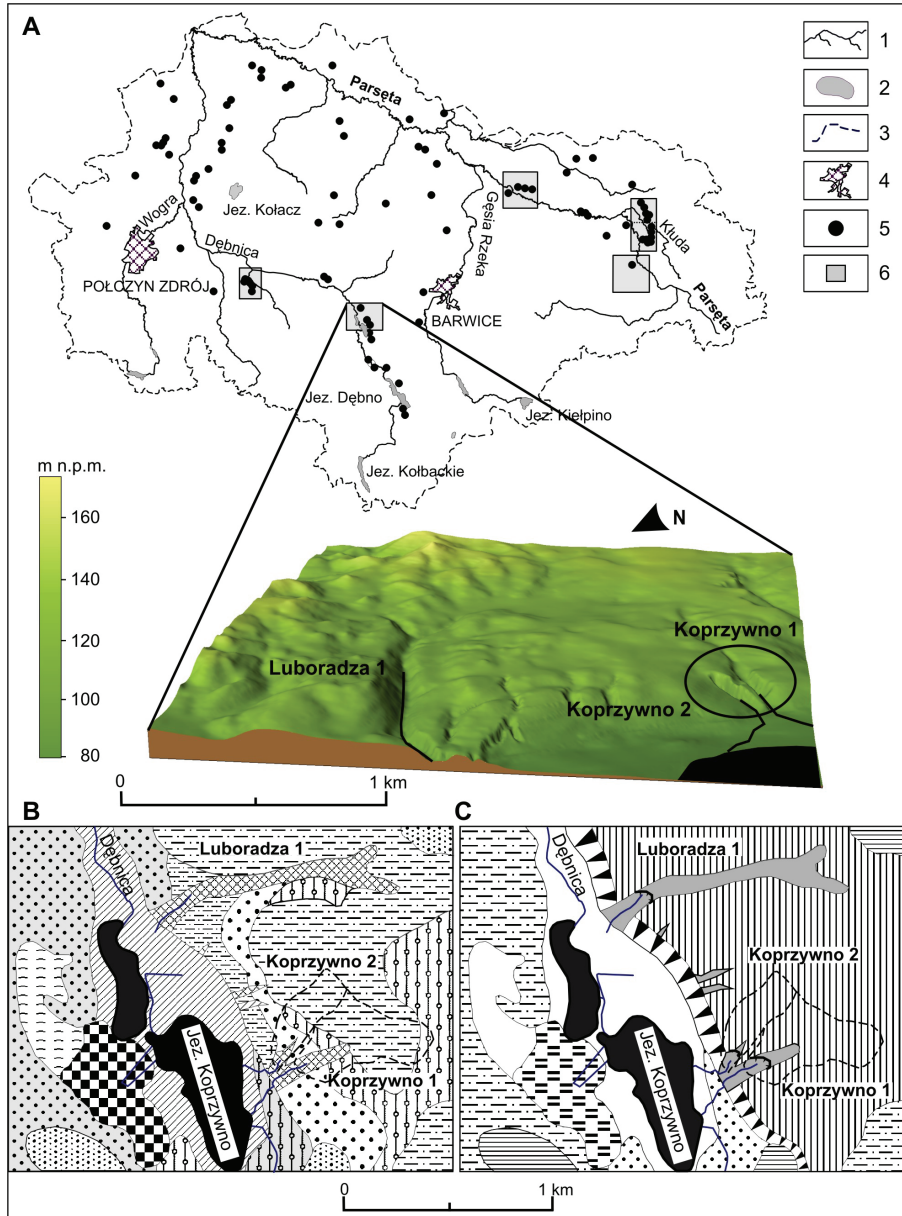
Ryc. 25. Obszar źródliskowy Leśny Potok 1 w okolicy Radomyśla: A - lokalizacja obszaru źródliskowego na stoku pagórka kemowego, B - szkic geologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami), C - szkic geomorfologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami)
 Objaśnienia sygnatur do ryc. 25A na ryc. 24, a do ryc. 25B i C na ryc. 5

nostkach wynosi od kilku do 20 m. Swobodne zwierciadło wód lokalnego poziomu przypowierzchniowego kształtuje się na głębokości od 2 do 10 m, a lokalnie poniżej 10 m (Fuszara 1998; Wiśniowski 1998a-c; Kostecki 2003; Bielec, Operacz 2004; Kreczko, Prussak 2004; Prussak 2004). Morfologia i budowa geologiczna tych form terenu sprawiają, że zbiorniki wód są nieciągłe i o zróżnicowanej zasobności. W kemach położonych na wysoczyznach morenowych układy hydrostrukturalne bywają częściowo izolowane. Zasilanie wykształconego w obrębie pagórków kemowych poziomu wód podziemnych następuje przez infiltrację opadów atmosferycznych. Drenaż wód odbywa się natomiast przez stokowe i podstokowe wycieki powierzchniowe lub źródłiska. Wyflęwy o wydajności $0,1-3,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ usytuowane są na różnych wysokościach stoków, w strefach kontaktu przepuszczalnych piasków z przewarstwieniami mułków lub soczewek glin morenowych (por. ryc. 13, 25). Najwydajniejsze z wymienionych źródlisk zlokalizowane jest w okolicy wsi Radomyśl u podnóża wału, który określanly jest jako kem (Popielski 2003; ryc. 25) lub jako forma tzw. wypełnienia szczelinowego (Zawiła 2003). Źródłisko obejmuje kilka podstokowych wycieków powierzchniowych zlokalizowanych w niszach źródłiskowych, które tworzą obszar źródłiskowy Leśny Potok 1 o powierzchni 0,79 ha.

4.4.1.1.2. Rynny subglacjalne

W wysoczyznach morenowych wycięte są południkowe rynny subglacjalne, które były wykorzystywane przez skanalizowane przepływy wód roztopowych. Wody roztopowe płynące rynnami subglacjalnymi w okresie recesji lądolodu fazy pomorskiej wypełniły je piaszczystymi osadami fluwioglacjalnymi. Wykształcone w różnoziarnistych piaskach poziomy wód przypowierzchniowych zasilają mało wydajne ($< 5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) źródła, wycieki powierzchniowe lub wycieki ułożone linijnie w dnach rozcięć erozyjnych (m.in. zachodnie zboczach mis jezior Dębno i Koprzywno, por. ryc. 14). Działalność erozyjna wód podziemnych w strefach drenażu sprzyja powstaniu nisz źródłiskowych. W przypadku bardzo małej wydajności wycieków występują inicjalne nisze – łagodnie zaznaczone na zboczach spłaszczenia otoczone niskimi zboczami, o głębokości do kilkudziesięciu centymetrów.

Lokalnie u podnóża wysokich stoków wysoczyzn morenowych i w rynnach subglacjalnych (np. w rynnach Dębny) odsłaniają się osady międzymorenowe (ryc. 14). W strefach tych wyflęwy zasilane są ze zbiorników poziomu międzymorenowego – górnego i środkowego. Międzymorenowy poziom wodonośny na wysoczyźnie morenowej składa się z kilku warstw, które



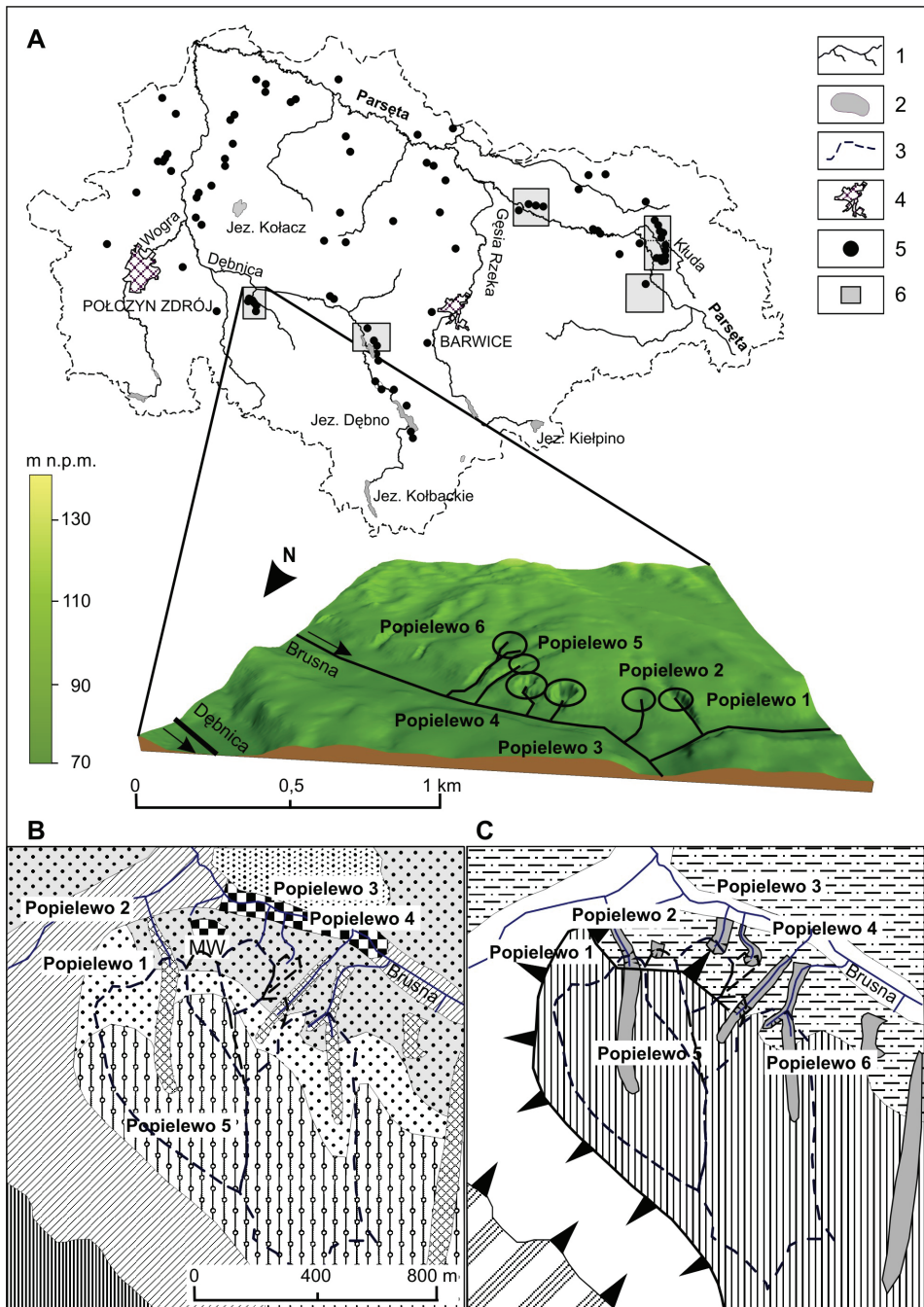
Ryc. 26. Obszary źródłiskowe Luboradza 1 oraz Koprzywno 1 i 2: A – lokalizacja obszarów źródłiskowych na zbczu rynny subglacjalnej wykorzystanej przez górny bieg Dębnicy oraz jezioro Koprzywno, B – szkic geologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami), C – szkic geomorfologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami)

Objaśnienia sygnatur do ryc. 26A na ryc. 24, do ryc. 26B, C na ryc. 5

stanowią piaski i żwiry fluwiogłacialne, rzeczne i zastoiskowe występujące między glinami morenowymi kolejnych faz (lub stadiałów) zlodowaceń (Kwapisz 2000; Popielski 2000, 2003; Lewandowski i in. 2003). Pierwsza warstwa tego poziomu izolowana jest od powierzchni gliną morenową fazy pomorskiej o grubości od 0,3 do 9 m. Woda gromadzi się w piaszczysto-żwirowych soczewkach, wypełnieniach kanałów subglacialnych i kopalnych dolin o miąższości od 2 do 35 m. Zwierciadło wody ma charakter naporowy. Poziom ten drenowany jest poprzez podzboczowe i podstokowe wypływy warstwowo-kontaktowe o małej i średniej wydajności, położone u podnóża skłonu wysoczyzny morenowej i w dnach głębokich dolin erozyjno-denu-dacyjnych. Wypływy te inicjują cieki o przepływach od 2 do 7 dm³ · s⁻¹.

Przykładem stanowisk badawczych obejmujących obszary źródliskowe zasilane z poziomu międzymorenowego górnego jest stanowisko Luboradz 1 oraz Koprzywno 1 i 2 (ryc. 26), zlokalizowane w dolinkach erozyjno-denu-dacyjnych wyciętych na zboczu rynnowej doliny Dębnicy (por. podrozdz. 4.2.1). W zboczach rynny subglacialnej włączonej w dolinę Dębnicy odsłaniają się piaski fluwiogłacialne ze żwirami (tzw. dolne), sąsiadujące z piaszczystą gliną morenową lub piaskami żwirowo-pylastymi. Pierwszy poziom wód podziemnych w zlewniach 00 zalega na głębokości od 5 do 20 m (Wrzesiński 2003b). Na stanowisku Koprzywno 1 w dolnej części dolinki erozja denna doprowadziła do rozcięcia warstw wodonośnych i drenażu wód podziemnych w postaci podzboczowego źródłiska, które zapoczątkowuje stały ciek o przepływie około 5 dm³ · s⁻¹. Wypływy wód podziemnych zlokalizowane są na kontakcie różnoziarnistych piasków, tzw. dolnych, z mułkami ilastymi i ilami zastoiskowymi lub z gliną piaszczystą fazy leszczyńsko-poznańskiej zlodowacenia wisły.

Poziom międzymorenowy środkowy należący do pośredniego systemu krążenia na terenie badań występuje pod glinami morenowymi zlodowacenia wisły na głębokości od około 10 m w sąsiedztwie doliny Parsęty do 100 m na wysoczyźnie morenowej. Jego miąższość jest zmienna – od kilku do ponad 40 m. W południowej części dorzecza Parsęty poziom międzymorenowy środkowy jest niedostatecznie wykształcony i tylko wyjątkowo bierze udział w zasilaniu sieci rzecznej (min. w okolicach Lubogoszcz, zasilając źródłiska o wydajności około 50 dm³ · s⁻¹, stanowisko Lubogoszcz 2, tab. 4). U podnóża strefy krawędziowej wysoczyzny morenowej w zasięgu tzw. Działu Ogartowskiego w Ogartowie prawdopodobnie następuje zasilanie źródeł z poziomu międzymorenowego środkowego. Źródła są typu ascenzyjnego o wydajności powyżej 10 dm³ · s⁻¹ (stanowisko Ogartowo 1). Wokół kilku źródeł rozwinięte są obecnie kopułowe torfowiska źródliskowe (Osadowski i in. 2009).



Ryc. 27. Obszary źródłkowe w okolicach Popielewa (stanowiska Popielewo 1–Popielewo 6): A – lokalizacja obszarów źródłkowych na skłonie równiny wód roztopowych, B – szkic geologiczny (wg Maksiała, Mroza 1975, z uzupełnieniami), C – szkic geomorfologiczny (wg Dobrackiej, Lewandowskiego 2002, z uzupełnieniami)

Objaśnienia sygnatur do ryc. 27A na ryc. 24, a do ryc. 27B, C na ryc. 5; B: MW – martwica wapienna

4.4.1.1.3. Równiny wód roztopowych

Lokalny, ale o szerokim zasięgu, poziom wodonośny wykształcony jest w piaszczysto-żwirowych osadach fluwiogłacialnych (tzw. górnych), które budują równiny wodnolodowcowe. Zróżnicowana morfologia podstawy tej warstwy wodonośnej jest rezultatem procesów erozyjnych przebiegających na przedpolu wycofującego się lądolodu. Ma to wpływ na miąższość tego poziomu, który lokalnie osiąga 30 m. Głębokość zwierciadła wód podziemnych w osadach wodnolodowcowych wynosi od 3 do 15 m p.p.t. W zasileniu tego poziomu wód podziemnych, obok bezpośredniej infiltracji wód opadowych, udział bierze zasilanie lateralne z wysoczyzny morenowej. Średni współczynnik filtracji wynoszący $0,0008 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ wyznaczony dla osadów wodnolodowcowych w zlewni eksperymentalnej Stacji Geoekologicznej w Storkowie (Marciniak, Stelmach 1992) świadczy o ich bardzo wysokiej wodoprzepuszczalności.

Drenaż tego poziomu przypowierzchniowego odbywa się ku dolinom Parsęty, Dębnicy i Kłudy, gdzie wody zasilają poziom aluwialny teras nadzalewowych i dna dolin. W strefach kontaktu równiny wodnolodowcowej z terasą nadzalewową lub bezpośrednio z dnem doliny występują liczne wypływy o genezie warstwowo-erozyjnej. Duża pojemność wodna i dobra przepuszczalność w zlewniach zerowego odpływu sprzyjają wysokiej wydajności wypływów, a zasilane z tej warstwy źródła dają początek ciekom o przepływach powyżej $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (stanowiska: Doble 1, Piaski 4, Sulikowo 3, Wielawino 1, Zwartowo 1, tab. 4, lokalizacja por. ryc. 3). Z największego źródła wypływa ciek o przepływach osiągających $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Piaski 4, tab. 4).

Lokalnie, przez okna hydrogeologiczne, przypowierzchniowy system krążenia wód podziemnych w strefie równin wód roztopowych może łączyć się z wodami poziomu międzymorenowego górnego. Warstwowo-erozyjne wypływy wód podziemnych występujące w okolicach Popielewa (stanowiska Popielewo 1-6) w zasięgu wąskiego pasa równiny erozyjno-akumulacyjnej wód roztopowych reprezentują „mieszane” zasilanie z poziomu międzymorenowego górnego i małego zbiornika przypowierzchniowego równiny wód roztopowych (ryc. 27). Wypływy wód podziemnych w postaci wycieków liniowych, wycieku powierzchniowego oraz źródeł o wydajności od $0,6$ do $7,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 4) dają początek ciekom 1. rzędu, dopływom Brusnej.

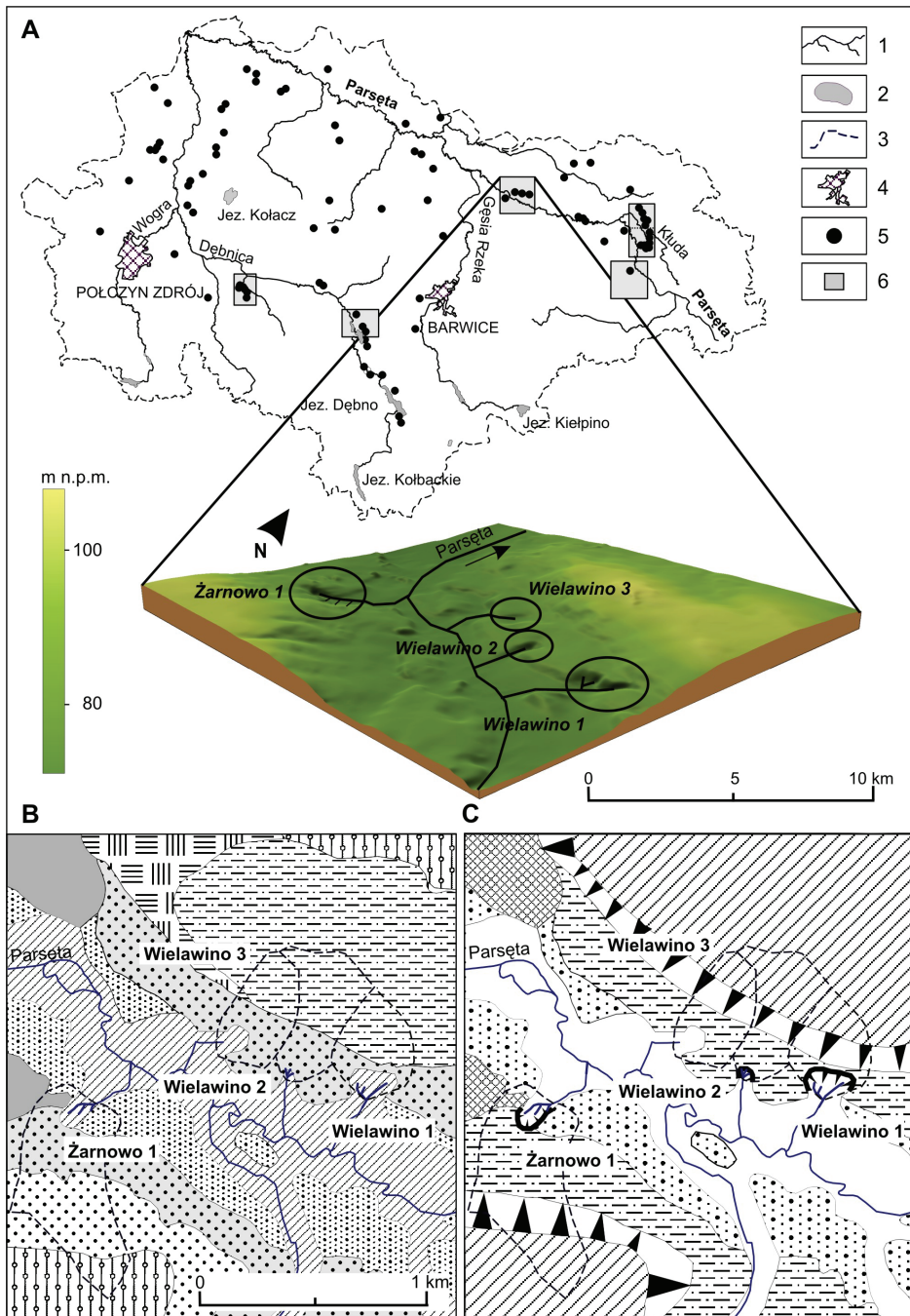
4.4.1.1.4. Doliny rzeczne

W dolinach rzecznych przypowierzchniowy poziom wodonośny stanowią dwa środowiska hydrogeologiczne: piaski różnoziarniste rzeczne terasy zalewowej i piaski drobnoziarniste rzeczne terasy nadzalewowej. Holocen-

ską terasę zalewową o wysokości do 2 m ponad poziom rzeki budują piaski różnoziarniste ze żwirem i wkładkami materii organicznej o miąższości dochodzącej do 5 m. Zwierciadło wód podziemnych występuje na niewielkich głębokościach 1–2 m p.p.t. Poziom ten zasila bezpośrednio koryta rzeczne poprzez wycieki, źródła korytowe i przykorytowe oraz wysięki w brzegach koryta (por. Kostrzewski i in. 1994; Mazurek 2000).

W dolinach dużych rzek – Parsęty i Dębnicy wykształcona jest terasa nadzalewowa wyniesiona około 2–4 m ponad średni poziom wody w rzece. Terasę erozyjno-akumulacyjną budują drobnoziarniste piaski rzeczne o miąższości przekraczającej lokalnie 15 m. Wykształcony w tych osadach poziom wód podziemnych zasilany jest w wyniku bezpośredniej infiltracji wód opadowych oraz przez wody podziemne z sąsiadującej równiny wód roztopowych. Doliny Parsęty i Dębnicy stanowią bazy drenażu, do których nawiązuje odpływ wód podziemnych ze zbiornika terasowego i sąsiadujących równin wód roztopowych. Dynamika wód podziemnych związana jest także z wahaniami stanów wody w rzekach. Poziom wód podziemnych na terasie nadzalewowej bywa zawieszony w stosunku do powierzchni terasy zalewowej i przyczynia się do występowania u podnóża terasy źródeł oraz źródeł mało i średnio wydajnych ($< 10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), ale także o wydajności powyżej $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (stanowisko Sulikowo 2, tab. 4, por. ryc. 15). Wyptywy podboczowe warstwowo-erozyjne prowadzą do rozwoju rozgałęzionych nisz, z których biorą początek cieki płynące w dolnym i środkowym biegu w dnie dolin wyższego rzędu.

W okolicy Żarnowa u podnóża lewego zbocza doliny Parsęty usytuowane jest jedno z najwydatniejszych źródeł znanych z Pomorza Zachodniego (Mazurek 2006a; stanowisko Żarnowo 1, ryc. 28), w którym drenowane są wody z połączonego poziomu wodonośnego równiny wód roztopowych i poziomu międzymorenowego górnego. W przypowierzchniowych piaszczysto-żwirowatych osadach wodnolodowcowych wykształcony jest lokalny, ale zasobny przypowierzchniowy poziom wodonośny, którego wody spływają w kierunku doliny Parsęty. Zwierciadło wody w zlewni 00 zalega na głębokości około 2 m p.p.t. (Wrzesiński 2003b). Poziom ten pozostaje w bezpośrednim kontakcie z poziomem wodonośnym w wodnolodowcowych piaskach międzymorenowych (tzw. dolnych). W obrębie obszaru źródłiskowego drenowane są także wody podziemne z piaszczystych osadów terasy erozyjno-akumulacyjnej. W obszarze źródłiskowym Żarnowo 1 podboczowe wycieki powierzchniowe zasilają kilka dużych strug wody w bruzdach odpływowych, z których największe mają wydajność od kilku do $45 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Średnia wydajność wypływu z całego obszaru źródłiskowego w latach 2001–2004 wynosiła $72,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 5), a prędkości przepływu wody w poszczególnych niszach kształtowały się od $0,55$ do $0,78 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.



Ryc. 28. Obszary źródłkowe w dolinie Parsęty (stanowisko Żarnowo 1 i Wielawino 1-3): A - lokalizacja obszarów źródłkowych na zboczu doliny Parsęty, B - szkic geologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami), C - szkic geomorfologiczny (wg Popielskiego 2003, z uzupełnieniami)

Objaśnienia sygnatur do ryc. 28A na ryc. 24, a do ryc. 28B, C na ryc. 5

Również ze zbiornika wodonośnego równiny erozyjno-akumulacyjnej wód roztopowych, drenowanego przez dolinę Parsęty, zasilane są wypływy warstwowo-erozyjne w obszarach źródliskowych Wielawino 1-3 (ryc. 28). W osadach wodnolodowcowych wykształcony jest zasobny lokalny poziom wodonośny, którego zwierciadło zalega na głębokości około 5 m p.p.t. (Wrzesiński 2003b). Zasila on podzboczowe wycieki powierzchniowe i małe źródła tworzące źródłiska zlokalizowane w niszach źródliskowych, o wydajności kilku $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Badany obszar źródliskowy Wielawino 1 składa się z trzech dobrze wyodrębnionych nisz źródliskowych, w których podzboczowe wycieki warstwowo-erozyjne dają początek ciekom łączącym się u wylotu obszaru źródliskowego w jeden strumień o długości około 500 m. W latach 2000–2005 wydajność wypływów z poszczególnych nisz wynosiła średnio: $5,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Wielawino 1a), $1,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Wielawino 1b) i $6,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Wielawino 1c), a prędkości przepływu wody odpowiednio: a – $0,63 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, b – $0,34 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, c – $0,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Małe powierzchnie zlewni topograficznych, przy wysokich wartościach odpływu jednostkowego, wskazują, że wypływy zasilane są spoza zlewni topograficznej, a zlewnie podziemne mogą mieć powierzchnie nawet kilkadziesiąt razy większe w stosunku do zlewni powierzchniowych.

Funkcjonowanie badanych obszarów źródliskowych, w których zlokalizowane są początki koryt rzecznych, zależne jest od wielkości zasilania i dynamiki wypływów wód podziemnych, na które oprócz czynników klimatycznych wpływają przedstawione warunki geologiczno-geomorfologiczne i hydrogeologiczne. Uwarunkowania te także decydują o morfologii stref wypływów, typie oraz intensywności źródliskowych procesów erozyjnych i depozycyjnych.

4.4.1.2. Dynamika zwierciadła wód podziemnych

Obszar badań położony jest w strefie występowania oceanicznego reżimu płytkich wód podziemnych (Chełmicki 1991), które w zależności od struktur hydrogeologicznych reprezentują typy wahań zwierciadła wód podziemnych specyficzne dla strefy wysoczyznowej i równiny fluwioglacjalnej. W północno-zachodniej Polsce generalnie wysokie stany wód podziemnych w okresie zimowym są wynikiem odwilży śródziemnych, natomiast maksima są notowane w marcu–kwietniu. Od maja obserwuje się opadanie stanów wód podziemnych do minimum występującego w sierpniu. O wieloletniej dynamice zmian położenia zwierciadła wód podziemnych na obszarze badań można wnioskować na podstawie obserwacji prowadzonych w Połczynie Zdroju w ramach stacjonarnej sieci pomiarów wód podziemnych IMGW

oraz sieci II rzędu monitoringu wód podziemnych koordynowanej przez Państwowy Instytut Geologiczny.

Posterunek pomiaru stanów wód podziemnych w sieci IMGW w Połczynie Zdroju rejestruje zmiany stanów wody przypowierzchniowego poziomu wodonośnego wykształconego w piaskach fluwiogłacjalnych. W wieloleciu 1955–2005¹⁴ średni poziom wód na posterunku wynosił 2,67 m. Ekstremalnie wysoki stan zarejestrowano w marcu 1979 r. (0,7 m), a najniższy we wrześniu 1959 r. (4,27 m). Stany wód podziemnych maksymalną wartość uzyskują najczęściej w lutym lub marcu. Rozpoczęcie okresu wegetacyjnego ze wzrostem średniej dobowej temperatury powietrza powoduje obniżanie się zwierciadła wód podziemnych, które trwa tu do października, a nawet listopada.

Drugi z posterunków z sieci II rzędu monitoringu wód podziemnych PIG reprezentuje poziom międzymorenowy o średniej głębokości zwierciadła wód wgłębnych wynoszącej 25 m p.p.t. W przebiegu rocznym stanów wód podziemnych zaznacza się przesunięcie maksimum w stosunku do okresu zasilania. Stany najwyższe występują bowiem od maja do sierpnia, a stany minimalne na początku roku hydrologicznego, tzn. grudzień–luty.

Zmiany przypowierzchniowego poziomu wód podziemnych w trakcie badań scharakteryzowano również na podstawie pomiarów w piezometrze umieszczonym na wododziale topograficznym (120,6 m n.p.m.) w zlewni 1. rzędu Chwałimskiego Potoku w sąsiedztwie stanowiska Nowy Chwałim 2 (ryc. 3). Piezometr zainstalowany jest w piaskach fluwiogłacjalnych równiny wód roztopowych. Swobodne zwierciadło wody podziemnej zalegało na średniej głębokości 4,91 m p.p.t., a w okresie badań różnice między stanami ekstremalnymi osiągały 0,90 m. Przebieg zmienności stanów wód podziemnych w piezometrze (ryc. 29) uwarunkowany jest reżimem opadów i roztopów śnieżnych (Michalska 2003). Zmiany te dobrze korelują z codziennymi pomiarami poziomu wód podziemnych w posterunku IMGW w Połczynie Zdroju w latach 2001–2005 (ryc. 16C). Stany maksymalne zaznaczają się zazwyczaj wiosną (marzec–kwiecień), a minimalne pod koniec roku hydrologicznego oraz w listopadzie na początku kolejnego roku hydrologicznego. Odmiernym reżimem charakteryzowały się stany wód podziemnych w latach 2001 i 2003. W roku 2001 stany osiągnęły łagodnie zaznaczone maksimum dopiero w maju, co wynikało z niskich sum opadów jesienią 2000 r. oraz małych opadów półrocza zimowego w 2001 r., które stanowiły tylko 35% sumy rocznej. Na zasilanie w niewielkim stopniu wpłynęło też kilkakrotne topnienie pokrywy śnieżnej o małej miąższości, w rezultacie

¹⁴ Dane o stanach wód podziemnych uzyskano z IMGW w Warszawie oraz online 30.07.2006: <http://www.otkz.pol.pl/baza/studnie/polczyn.htm>

retencja gruntowa wzrastała powoli. Uwidacznia się w tym roku także znaczenie obfitych opadów letnich (wrzesień), które spowodowały wzrost stanu wody do wartości przekraczających wiosenne maksimum. Najwyższe stany wody zarejestrowano w marcu 2002 r. Wynikały one z intensywnych roztopów połączonych z wydajnymi opadami pomimo niższej sumy opadów zimowych (388,6 mm) w porównaniu z półroczem letnim (530,8 mm). Taki rozkład opadów w roku hydrologicznym 2002 z maksimum miesięcznym opadów w październiku wpłynął również na roczne maksima stanów w roku 2003, które przypadły na początek roku hydrologicznego. Natomiast w kolejnych miesiącach zwierciadło wód podziemnych wykazywało tendencję spadkową, co wiązało się z wyjątkowo niską sumą opadów w roku 2003 (por. podrozdz. 4.2.4).

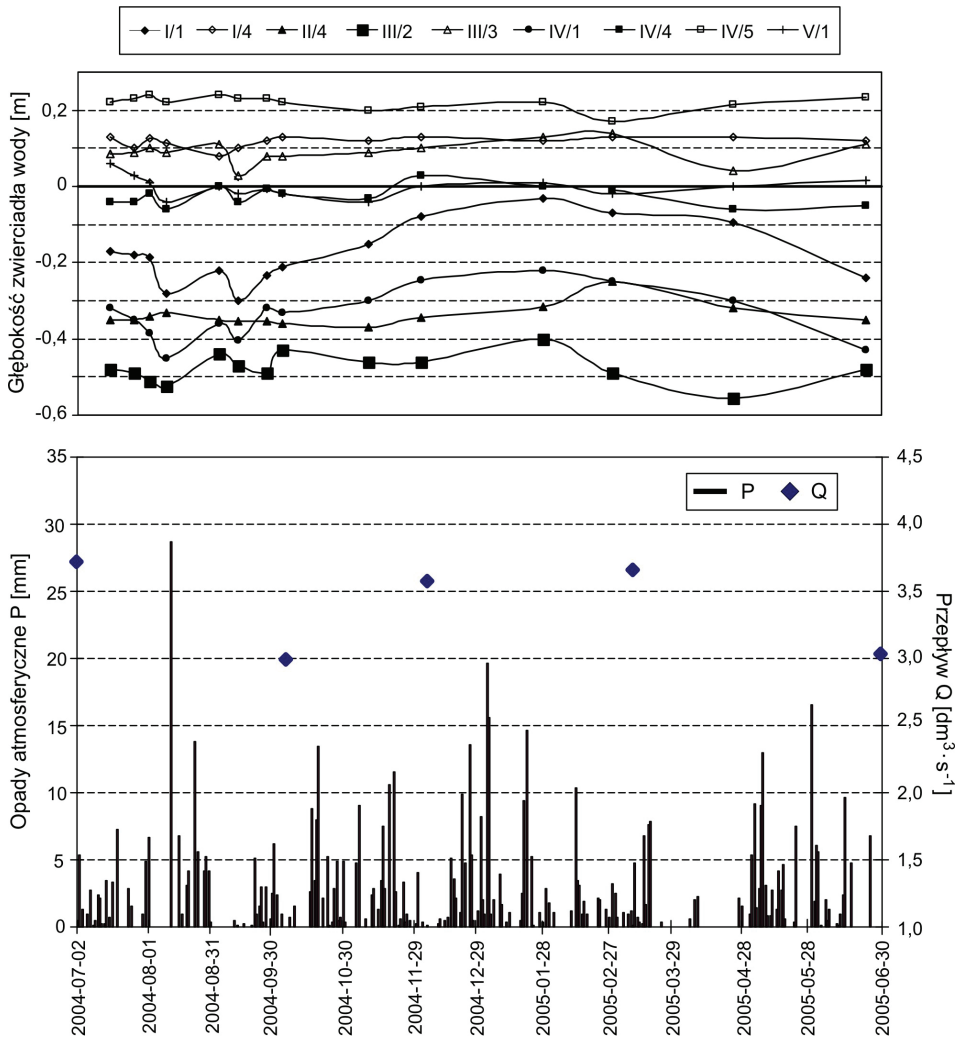
Na sezonową zmianę poziomu wód przypowierzchniowych, odzwierciedlającą warunki opadowe Pomorza Zachodniego, nakładają się ekstremalne zdarzenia meteorologiczne: wysokie sumy opadów, głębokie przemarznięcie gruntu i posuchy (Zwoliński 2008). Analiza zmian stanów wód podziemnych w zlewni Chwalimskiego Potoku dowodzi silnego wpływu warunków pogodowych na ich reżim. Widoczne było to między innymi latem 2004 r., gdy wysokie opady w terminie 13–25.08.2004 wywołały szybkie podniesienie zwierciadła wód podziemnych.

4.4.1.2.1. Dynamika zwierciadła wód podziemnych w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5

W zależności od budowy geologicznej w niszach źródłiskowych wypływy wód podziemnych są zlokalizowane w różnych sytuacjach morfologicznych, a zasilające odpływ korytowy wypływy wód podziemnych mogą charakteryzować się różną dynamiką. Dla rozpoznania zróżnicowania i zmienności głębokości zalegania poziomu wód podziemnych w niszy źródłiskowej Iwin 5 prowadzono pomiary w 18 piezometrach (por. ryc. 4) od 17.07.2004 do 30.06.2008 (14 serii pomiarowych; ryc. 29).

Na górnym załomie zboczy niszy źródłiskowej Iwin 5 poziom wód podziemnych ustabilizował się na głębokości od 1,3 do 1,6 m p.p.t. Założone cztery profile piezometrów na zboczach niszy ujmowały płytkie wody podziemne, do maksymalnej głębokości 0,55 m p.p.t. (w piezometrze III/2, ryc. 30). W górnej części zboczy niszy poziom wody w piezometrach (I/1, II/1, III/1, III/2, IV/1) kształtował się na głębokości od 0,50 do 0,20 m p.p.t., osiągając najwyższe stany w miesiącach zimowo-wiosennych (luty–kwiecień 2005), a minimalne we wrześniu 2004 r. Na zboczach niszy w miejscach permanentnie wilgotnych (piezometry II/2, IV/3, IV/2) poziom wody stabilizował się

od głębokości 0,15 m p.p.t., osiągając w miesiącach zimowych (grudzień–marzec) powierzchnię terenu. W zachodniej, przywylotowej części niszy na płytce zalegającej warstwie gliny morenowej występują wody zaskórne tworzące wysięki (piezometr V/1). W okresach suchych część wysięków wysycha, a zimą zamarza, co potwierdza, że alimentacja tych wypływów zachodzi z płytkich wód zasilanych infiltracyjnie, podatnych na wpływy atmosferyczne.



Ryc. 29. Zmiany poziomu wód podziemnych w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5 na tle codziennych sum opadów atmosferycznych (P) i przepływu wody (Q) w cieku wypływającym z niszy źródłiskowej od 2.07.2004 do 30.06.2005

Lokalizację piezometrów przedstawiono na ryc. 5

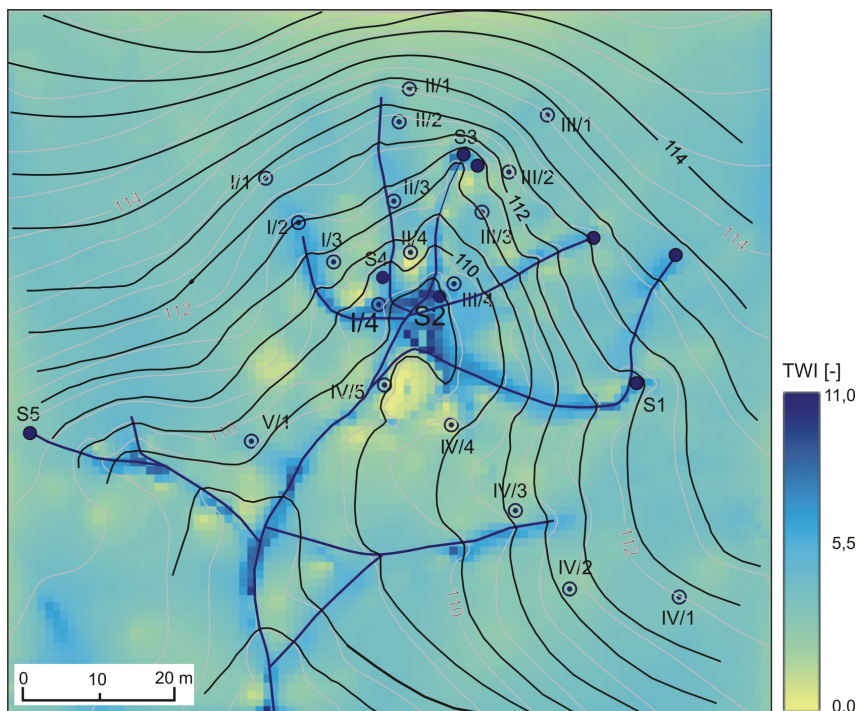
Na wklęsłych segmentach zboczy niszy napór hydrauliczny stwarzał lokalne ciśnienie piezometryczne, powodując wzrost poziomu wód w piezometrach do wysokości 0,30 m n.p.t. (I/2), 0,15 m n.p.t. (II/3) i 0,10 m n.p.t. (III/3). W dninie niszy wody podziemne wypływają na powierzchnię terenu również pod ciśnieniem hydrostatycznym, a ich poziom stabilizował się na wysokości około 0,30 m n.p.t. (I/4, IV/5). W piezometrach tych notowano mniejsze wahania stanów wody niż w pozostałych stanowiskach. Na ostrogach – w strefach odśrodkowego spływu wody, poziom wody w piezometrach (I/3, II/4, III/4 i IV/3) występował na głębokości od 0,3 do 0,2 m p.p.t.

Zmienność głębokości zalegania poziomu wód w obrębie niszy źródłiskowej dobrze nawiązuje do dynamiki zwierciadła wód rejestrowanych w piezometrze w zlewni Chwalimskiego Potoku. Najniższe głębokości występowania zwierciadła wód odnotowano w okresie letnio-jesiennym 2004 r., a najwyższe stany podczas pomiarów w lutym i marcu 2005 r.

Pomiary poziomu wód podziemnych w piezometrach ujmujących strefę saturacji i częściowo aeracji stanowiły podstawę wykreślenia mapy hydroizohips (ryc. 30). Mapę tę zestawiono z topograficznym współczynnikiem wilgotności (TWI¹⁵ – *topographic wetness index*; Wilson, Galant 2000). Topograficzny współczynnik wilgotności opiera się na założeniu, że ukształtowanie terenu jest czynnikiem kontrolującym głębokość zwierciadła wód podziemnych oraz drogi spływu wody. Z ryciny 30 wynika duża zgodność pomiędzy średnią głębokością zalegania poziomu wód podziemnych a rozkładem topograficznego współczynnika wilgotności. Niskie wartości TWI pokrywają się z występowaniem w dolnej części zboczy niszy fragmentów stoku wypukłego, rozbieżnego, w obrębie których zaznacza się głębsze położenie zwierciadła wody. Natomiast do płytkiego położenia zwierciadła wody w strefach stoku zbieżnego dobrze nawiązują wysokie wartości TWI oraz linie spływu powierzchniowego wody.

Głębokość położenia zwierciadła wód podziemnych w niszy źródłiskowej Iwin 5 jest uzależniona od lokalnej topografii, ale również od zróżnicowania przestrzennego przepuszczalności osadów i głębokości zalegania stropu półprzepuszczalnej gliny piaszczystej w zachodniej części niszy. W rezultacie strefa ta, o płytko położonym zwierciadle wody, często wodzie stagnującej na powierzchni, słabo nawiązuje do wartości topograficznego współczynnika wilgotności.

¹⁵ Mapę topograficznego indeksu wilgotności (TWI) (kierunki spływu wyznaczono przy użyciu metody FD8 w modyfikacji Quinna i in. z 1995) przygotowano w programie *TAS v.2.0.9*. Współczynnik obliczany jest jako funkcja spadku terenu do powierzchni obszaru odwadnianego do komórki wybranego oczka siatki rastrowej na cyfrowym modelu wysokościowym (Urbański 2008).



Ryc. 30. Topograficzny współczynnik wilgotności (TWI) na tle hydroizohips (kolor czarny) dla średniego stanu zwierciadła wód podziemnych w okresie VII 2004–VI 2005 na stanowisku Iwin 5. W tle warstwie (kolor biały) poprowadzone co 0,5 m

4.4.1.2.2. Wydajność obszarów źródłkowych i zmienność odpływu korytowego

Z pomiarów natężenia przepływu 88 cieków wypływających z obszarów źródłkowych przeprowadzonych we wrześniu 2004 r. wynika, że w 43,2% zasilane są one przez wypływy wód podziemnych o bardzo małej wydajności poniżej $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 4, 5). Drugą grupę pod względem liczby tworzą wypływy o wydajności od 1 do $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (35,2%). Do wypływów o największej wydajności, od 10 do $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, należy dziewięć obiektów (10,2%), wśród których są źródlika oraz młaka z torfowiskiem źródłkowym. Podobny rozkład wydajności dla wypływów na Pojezierzu Bytowskim – sąsiadującym z Pojezierzem Drawskim – podaje M. Michalska (1979). Z pomiarów hydrometrycznych przeprowadzonych w okresie bezopadowym, przy niskich stanach wód podziemnych oraz obserwacji w zimie 2002 r., wynika, że wypływy inicjujące badane cieki są stałe. W przypadku dziewięciu cieków 1. rzędu w dalszym ich biegu stwierdzono ucieczkę (infiltrację) wody w osady podłoża. Mała głębokość dolin tych cieków, przy sezonowym obni-

zaniu zwierciadła wód podziemnych, może prowadzić do przerwania kontaktu hydraulicznego między wodami podziemnymi a ciekami. Utrata zasilania podziemnego powoduje, że ciek w środkowym i dolnym biegu są okresowe.

W ramach badań uszczegóławiających przeprowadzono pomiary natężenia przepływu w 10 ciekach wypływających z obszarów źródliskowych (por. tab. 2, ryc. 31). Pomiary te wykonano trzykrotnie w latach 2000–2001, a w latach

Tabela 5. Wydajność wypływów wód podziemnych (Q) w obszarach źródliskowych południowej części dorzecza Parsęty we wrześniu 2004 r.

Wydajność Q [dm ³ · s ⁻¹]	Liczba obszarów źródliskowych	Udział w sumarycznej liczbie obszarów źródliskowych [%]
0-0,5	21	23,9
0,5-1	17	19,3
1-5	31	35,2
5-10	10	11,4
10-100	9	10,2
Suma	88	100,0

Tabela 6. Charakterystyka natężenia przepływu (Q) [dm³ · s⁻¹] w ciekach wypływających z obszarów źródliskowych w południowej części dorzecza Parsęty w latach hydrologicznych 2000–2005

Stanowisko/typ wypływów	ID	N	Min.	Śred.	Me- diana	Maks.	Roz- stęp	R	SD	Cv
										[dm ³ · s ⁻¹]
Iwin 5/źródliko	16	19	3,0	3,8	3,7	4,7	1,7	1,6	0,5	13,2
Iwin 6/źródliko	17	19	4,9	6,6	6,3	8,6	3,7	1,8	1,0	15,7
Przeradz 3/źródliko	66	19	0,9	1,2	1,1	1,5	0,6	1,7	0,2	15,9
Radomyśl 2/źródliko	70	19	1,1	1,6	1,5	2,5	1,4	2,3	0,4	25,9
Radomyśl 4/źródło	71	19	1,9	2,6	2,6	3,3	1,4	1,7	0,4	13,9
Radomyśl 5/źródliko	72	18	1,3	1,6	1,6	2,1	0,9	1,6	0,2	13,7
Radomyśl 6/źródliko	73	19	0,6	1,0	0,9	2,1	1,5	3,5	0,5	43,8
Wielawino 1/zespół źródlisk	83	19	10,5	13,0	13,3	14,7	4,2	1,4	1,2	8,9
Zwartowo 1/źródliko	86	19	6,4	8,8	8,9	11,6	5,2	1,8	1,6	17,9
Żarnowo 1/zespół źródlisk	88	17	60,0	74,7	72,3	95,9	35,9	1,6	9,9	13,2

ID patrz ryc. 3; N - liczba pomiarów, rozstęp - różnica pomiędzy wartością maksymalną a minimalną, R - wskaźnik zmienności Mailleto'a: $Q_{maks.}/Q_{min.}$, SD - odchylenie standardowe, Cv - współczynnik zmienności

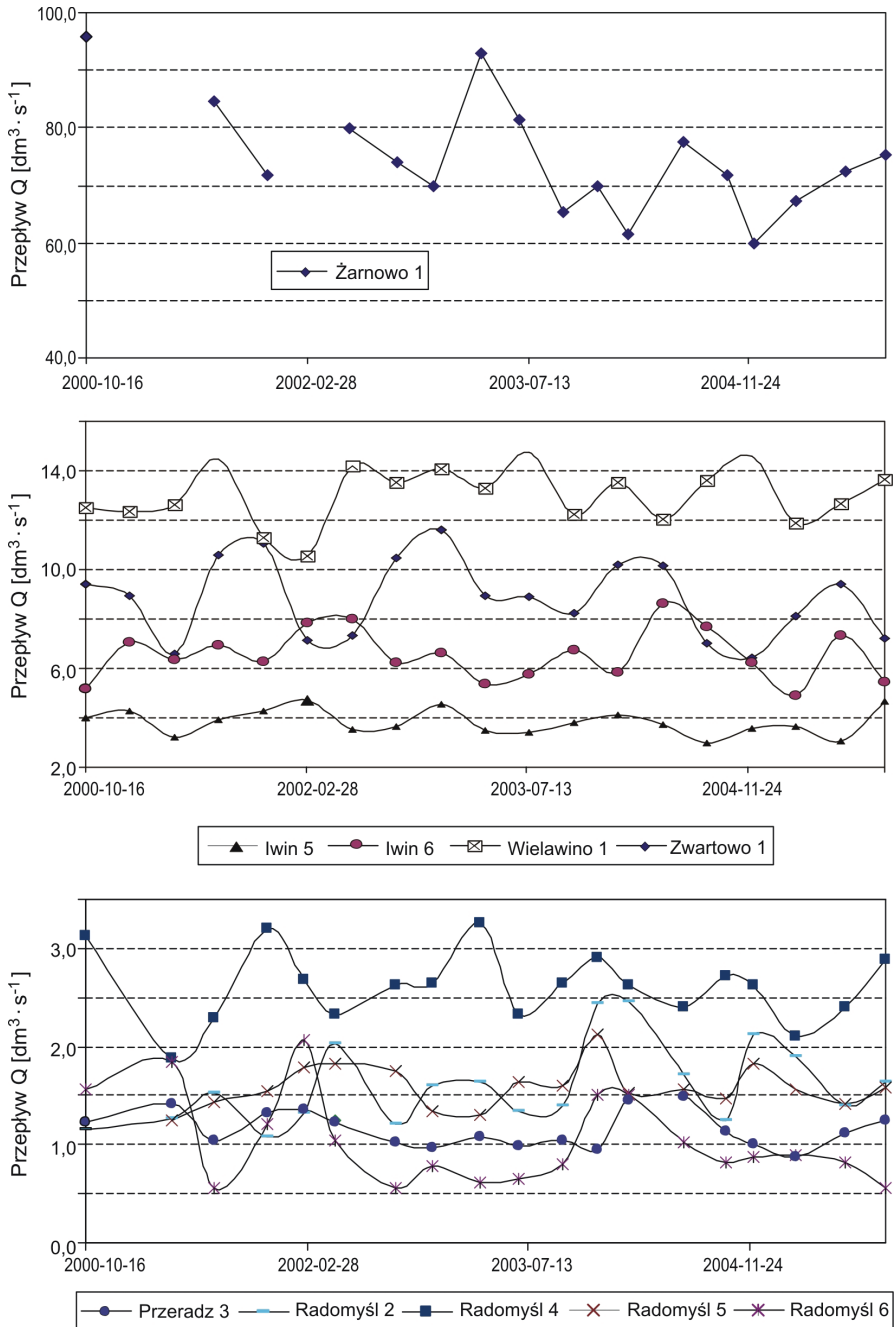
2002–2005 przeprowadzono je 16 razy (cztery razy w roku). Pod względem średniej wydajności wypływy zasilające badane ciekę mieszczą się w klasach o małej – $1\text{--}5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (6 stanowisk), średniej – $5\text{--}10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (2 stanowiska) i dużej – $10\text{--}100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (2 stanowiska) wydajności (por. tab. 6).

Stanowisko Żarnowo 1 alimentowane jest z przypowierzchniowego poziomu wodonośnego równiny wód roztopowych połączonego z międzymorenowym górnym poziomem wodonośnym. W strefach kontaktu równiny fluwioglacjalnej z terasą nadzalewową lub dnem doliny Parsęty są zlokalizowane źródłiska w Wielawinie 1 i Zwartowie 1, zasilane z lokalnego, ale stosunkowo zasobnego poziomu przypowierzchniowego wód. Położenie podzboczowe wymienionych wypływów wód podziemnych w głęboko wciętych niszach zwiększa tym samym zasięg i miąższość drenowanej warstwy wodonośnej. Poziom przypowierzchniowy na wysoczyznach morenowych, o małym zasięgu i wydajności, zasila stanowiska: Iwin 5 i 6, Radomyśl 2, 4, 5 i 6 oraz Przeradz 3.

Największe natężenie przepływu na terenie badań zanotowano w obszarze źródłiskowym w Żarnowie 1 ($74,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Wysoka wartość łączna odpływu wystąpiła także w obszarze źródłiskowym Wielawino 1 ($13,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). W przypadku wymienionych dwóch dużych obszarów źródłiskowych składających się z kilku nisz odpływ był mierzony w miejscu połączenia wszystkich wypływów, co powoduje, że w okresach opadowych i topnienia pokrywy śnieżnej odpływ kształtowany jest również przez bezpośrednie zasilanie opadowe, wody spływu powierzchniowego i śródpokrywowego. Najmniejszy odpływ charakteryzował obszar źródłiskowy, w obrębie którego występują mało wydajne wycieki powierzchniowe w okolicach Radomyśla (tab. 6).

Mała częstość pomiarów (co 3 miesiące¹⁶) nie pozwala oddać pełnej dynamiki zmian odpływu wody. W badanych obszarach źródłiskowych zwraca uwagę współczynnik zmienności C_v , który poza wypływem Radomyśl 6 o najmniejszej wydajności i najwyższym C_v przyjmuje wartości od 8,9 do 25,9%. Wskazuje to na niewielką zmienność czasową odpływów, pomimo że badania prowadzono w latach hydrologicznych znacznie różniących się warunkami termiczno-opadowymi. Najmniejszą zmienność mają wypływy w obszarach źródłiskowych Żarnowo 1 i Wielawino 1 położone na zboczach doliny Parsęty, która stanowi główny poziom drenażu wód podziemnych na obszarze badań. Badane wypływy pod względem wskaźnika zmienności według Maillete'a (Pazdro 1983) należą do stałych ($R = 1\text{--}2$) i mało zmiennych ($R = 2\text{--}10$). Podobne wartości współczynnika zmienności C_v i współczynnika nieregularności R cechują wypływy w regionie łódzkim (Moniew-

¹⁶ W programie pomiarowym wód podziemnych Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (ZMŚP) wydajność źródeł mierzona jest raz w miesiącu (Kazmierski 2006).



Ryc. 31. Zmienność natężenia przepływu w ciekach wypływających z obszarów źródłkowych w południowej części dorzecza Parsęty w latach hydrologicznych 2000–2005

Lokalizacja stanowisk por. ryc. 3

ski 2004). Stały i mało zmienny charakter mają także wypływy zasilane z poziomu międzymorenowego i poziomu przypowierzchniowego obszarów sandrowych na Pojezierzu Suwalskim (Nowakowski 1977).

Najwyższe przepływy zanotowano w półroczu zimowym (XI-IV), jednak nie we wszystkich obszarach źródliskowych jednocześnie. Notowane spadki i wzrosty natężenia przepływów nie występują na wszystkich stanowiskach synchronicznie (ryc. 31), co wynika z różnych powierzchni zlewni OO drenowanych przez wypływy i ich reakcji na wystąpienie opadów. Poza tym badane wypływy korzystają z zasobów kilku różnych zbiorników wód podziemnych, co także wpływa na ich odmienną dynamikę.

Małe powierzchnie zlewni zerowego odpływu na wysoczyźnie morenowej (stanowisk Radomyśl 2-6 i Przeradz 3, tab. 4) wpływają na szybką reakcję odpływów w ciekach źródliskowych na wystąpienie opadów i równie szybkie wyczerpywanie się zasobów przypowierzchniowych warstw wodonośnych w okresach bezopadowych. Wydajność wypływów wynika jednak tylko częściowo z powierzchni obszaru zasilania, gdyż w przypadku zlewni źródliskowych na obszarach młodogłacjalnych mogą występować bardzo duże dysproporcje pomiędzy zlewnią topograficzną a zlewnią podziemną (por. podrozdz. 4.3.2.1). Sprawia to, że pomimo podobnych powierzchni zlewni topograficznych odmiennie są objętości strefy aktywnej wymiany wody, a odpływy jednostkowe przyjmują wartości wyższe niż wynikałoby to z zasięgu zlewni OO.

Zmienność przepływów jest także rezultatem wieloletnich trendów opadowych, które w latach 1998-2004 przyczyniły się do odbudowania zasobów wód podziemnych wyczerpanych niedoborem opadów pierwszej połowy lat 90. XX w. (Szpikowski i in. 2006). Należy także zauważyć, że na zmiany naturalne natężenia przepływu nakłada się działalność człowieka w skali lokalnej. Wzrost zasilania źródła Radomyśl 2 należy bowiem wiązać z zaprzestaniem eksploatacji studni zlokalizowanej w sąsiedztwie niszy źródliskowej (poziom wody w studni stabilizował się na powierzchni terenu), co spowodowało także przesunięcie największego z wypływów na górny załom zbrocza niszy.

4.4.2. Pokrywa glebowa i szata roślinna

Na obrzeżach strefy wypływów wód podziemnych, o wysokim poziomie wód podziemnych, występuje kompleks gleb torfiasto-glejowych, torfowych i mułowo-murszowych zalegający na piasku luźnym, silnie oglejony w całym profilu (Marcinek, Komisarek 1998). W miejscu wypływów spotyka się natomiast gleby gruntowo-glejowe właściwe. W zagłębieniach źródliskowych i na ich zapleczu zalegają gleby deluwialne.

Obszary źródłiskowe związane z dolinami Parsęty, Dębnicy i dopływów Perznicy z reguły położone są w kompleksie łągów olszowo-jesionowych *Fraxino-Alnetum* z klasy *Quercu-Fagetea*. Dominującym składnikiem drzewostanu we wnętrzu nisz jest olsza czarna *Alnus glutinosa*. W podszycie występują: *Sorbus aucuparia*, *Corylus avellana*, *Frangula alnus*, *Sambucus nigra* i *Ribes nigrum*. Część obszarów źródłiskowych (m.in. Wielawino 1, ID 83, por. ryc. 3) zlokalizowana jest w kompleksie łągów źródłiskowych *Cardamino-Alnetum glutinosae* z klasy *Alnetea glutinosae*. W warstwie zielnej i mszystej występują gatunki typowe dla roślinności źródłiskowej z klasy *Montio-Cardaminetea*. Oprócz elementów źródłiskowych znaczny udział mają gatunki charakterystyczne dla klasy *Alnetea glutinosae*, takie jak: *Solanum dulcamara*, *Ribes nigrum*, a na grząskim podłożu *Thelypteris palustris*. Na obrzeżach zagłębień źródłiskowych z reguły występują siedliska borowe porośnięte lasem sosnowym z domieszką grabów, dębów i brzozy, rzadziej zbiorowiska grądów i buczyn z klasy *Quercu-Fagetea*.

W źródłiskach dorzecza Parsęty rozpoznano osiem zbiorowisk źródłiskowych z klasy *Montio-Cardaminetea* oraz cztery samodzielne zbiorowiska mszaków źródłiskowych z klasy *Fontinaletea antipyreticae*. Ponadto w odpywach ze źródeł odnotowano trzy fitocenozy wód płynących z klasy *Phragmitetea* (Wojtko 2000a, b; Osadowski 2008). W źródłiskach wyraźnie oddzielono eutroficzne zbiorowiska źródłiskowe na grząskim podłożu ze znacznym udziałem roślin naczyniowych (związek *Caricion remotae*) od zbiorowisk zdominowanych przez mchy i wątrobowce na twardym dnie (związek *Cratoneurion commutati*). Do pierwszej grupy należy pospolity zespół *Cardamineto-Chryso-splenietum alternifolii* oraz rzadkie zespoły *Pellieto-Conocephaletum* i *Pellio-Chryso-splenietum oppositifolii*. Płaty tych zespołów rozwijają się w miejscach akumulacji substancji organicznej. Do drugiej grupy należy zespół *Cratoneureto filicinae-Cardaminetum* i *Cratoneureto filicinae-Lemnetum trisulcae* oraz zbiorowiska roślinne z *Pellia endiviaefolia* i *Cratoneuron commutatum* (*Palustriella commutata*). Rozwijają się one na piaszczysto-zwirowym podłożu, najczęściej z głazami i fragmentami drewna omywanymi przez płynącą wodę (Jasnowska, Markowski 1998; Osadowski 2008). Maty na uwodnionej powierzchni dna z masowym udziałem *Lemna trisulca* często tworzy zespół *Cratoneureto filicinae-Lemnetum trisulcae*. Do szczególnie rzadkich w dorzeczu Parsęty należą wapniolubne zbiorowiska z *Cratoneuron commutatum* (Osadowski 1999).

Przy wydajnych wypływach występuje zespół *Cardamino-Beruletum erecti* ze związku *Sparganio-Glycerion fluitantis*, należący do klasy *Phragmitetea* (m.in. stanowisko Zwartowo 1). Gatunkami dominującymi w zespole są *Veronica beccabunga*, *Berula erecta* i *Cardamine amara*.

Niezależne zbiorowiska mszaków spotykane są w odpywach ze źródeł i na brzegach cieków źródłiskowych. Reprezentują one zespół *Brachythecium*

riouularis i *Cratoneuretum filicini* z klasy *Fontinaletea antipyreticae* oraz dwa zbiorowiska roślinne z *Plagiochila asplenioides* i *Preissia quadrata*. Budowane są one przez nieliczne gatunki mchów i wątrobowców, które zajmują niewielkie mikrosiedliska w postaci kamieni, gałęzi i skarp, stale omywanych przez wodę (Osadowski 2008). Do interesujących zbiorowisk w obrębie badanych źródeł należy zespół *Glycerietum nemoralis-plicatae* (stanowisko Wielawino 1; Mazurek, Osadowski 2007) i *Cardamino-Beruletum erecti* ze związku wód płynących *Sparganio-Glycerion fluitantis* należący do klasy *Phragmitetea*.

Dla wielu nisz źródłkowych charakterystyczne jest występowanie dużych pokrojowo turzyc ze związku *Magnocaricion*, jest to zazwyczaj *Carex paniculata* tworząca samodzielny zespół *Caricetum paniculatae*. Ciekawym zbiorowiskiem występującym na obrzeżach nisz źródłkowych są szuwały *Equisetum telmateia* (m.in. stanowisko Lubogoszcz 1).

Na młakach rozwijają się odmiany źródłkowe zespołów szuwarowych i turzycowiskowych, zwłaszcza z *Phragmites australis* i *Carex acutiformis*. Fitocenozy te często są wzbogacone o gatunki charakterystyczne dla klasy *Montio-Cardamineetea*, głównie jest to *Cardamine amara* i mchy źródłkowe.

Na miejscach położonych wyżej (kępy, ostrogi), o mniejszej wilgotności, występują m.in.: *Ranunculus repens*, *Melandrium rubrum*, *Eupatorium cannabinum*, *Geranium robertianum*, *Oxalis acetosella*, *Cirsium oleraceum* i *Urtica dioica*. Obrzeża nisz często zajmuje *Urtica dioica* oraz liczne kępy *Anthyrium filix-femina* (stanowisko Zwartowo 1) i *Epilobium hirsutum* (stanowisko Żarnowo 1).

Występowanie wielu zbiorowisk źródłkowych w dużej mierze uzależnione jest od: wielkości zasilania, lokalizacji wypływów wód podziemnych, dynamiki spływu wody i aktywności procesów erozyjnych oraz charakteru osadów w niszach źródłkowych.

Obszary źródłkowe pomimo niewielkich powierzchni odgrywają istotną rolę w utrzymaniu bioróżnorodności na obszarach młodoglacjalnych (Osadowski 2008) i stanowią miejsca potencjalnie ważne dla występowania siedliska przyrodniczego 7220 – źródłiska wapienne ze zbiorowiskami *Cratoneurion commutati* (Wołejko 2004–2005). Walory przyrodnicze ekosystemów źródłkowych stanowią jeden z czynników, które spowodowały, że dolina Parsęty została włączona do programu Natura 2000.

4.4.3. Uwarunkowania antropogeniczne

Południowa część dorzecza Parsęty jest obszarem leśno-rolniczym, a działalność gospodarcza i przemysłowa głównie koncentruje się w obrębie Połczyna Zdroju i Barwic (ryc. 1). Tereny przekształcone antropogenicznie stanowią 1,2% powierzchni zlewni. Lokalne ogniska zagrożeń dla stanu jakości

wód podziemnych, a także badanych wypływów wód podziemnych stanowią m.in.: tartak w Kołaczcu, ferma trzody chlewnej w Przybkwowie oraz gospodarka ściekowa wsi. W sąsiedztwie większych ośrodków osadnictwa (m.in. Barwice, Połczyn Zdrój) notowane są lokalne leje depresyjne w układzie zwierciadła wód podziemnych. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych i intensywności wypływów wód mogą być również spowodowane melioracjami rolnymi prowadzonymi do osuszania terenu lub spiętrzania wód i tworzenia stawów.

Przejawy działalności człowieka zanotowano w jednej czwartej z badanych obszarów źródłiskowych. Działalność ta polega między innymi na wycinaniu drzew i zmianie użytkowania terenu w zlewni OO, a także w obrębie nisz źródłiskowych. W rezultacie zmieniają się warunki świetlne i wilgotnościowe, co doprowadza do nadmiernej ekspansji gatunków światłolubnych kosztem roślinności źródłiskowej (Wołejko 2000b). Zmianom ulega wówczas także poziom wód podziemnych. Można przypuszczać, że część form źródłiskowych na polach ornych oraz łąkach została zdrenowana i jest mało rozpoznawalna we współczesnej morfologii terenu. Utworzenie stawu w obszarze źródłiskowym Popielewo 2 spowodowało zniszczenie położonego w jego obrębie torfowiska źródłiskowego z martwicą wapienną. W ten sposób działalność człowieka przyczynia się do zacierania śladów faktycznych skutków działalności wód podziemnych na powierzchni topograficznej.

W kilku przypadkach wody wypływające z obszarów źródłiskowych były lub są ujmowane do celów gospodarczych (stanowisko Dębno 1) lub są w nich zlokalizowane ujęcia wody dla lokalnej sieci wodociągowej (stanowisko Luboradza 1). Nisze źródłiskowe położone w sąsiedztwie dróg lub zabudowań stały się miejscami usuwania śmieci czy wypasu zwierząt. Do wód podziemnych zasilających nisze źródłiskowych trafiają także zanieczyszczenia bytowe z pobliskich zabudowań pozostających poza siecią kanalizacyjną, co może prowadzić do eutrofizacji i przekształcenia roślinności źródłiskowej w fitocenozy zdominowane przez gatunki nitrofilne.

W porównaniu z innymi obszarami kraju strefy wypływów wód podziemnych w niewielkim stopniu są jeszcze zmienione antropogenicznie. Badane obszary źródłiskowe nie pełniły wprawdzie istotnej funkcji kulturowej, tak jak w południowej Polsce, ale nisze źródłiskowe, zwłaszcza z dużymi wypływami, dostarczały wrażeń estetycznych i wpływały na atrakcyjność krajobrazową tego obszaru. Stanowiły miejsce spotkań czy wypoczynku, na co wskazuje zagospodarowanie tych obszarów między innymi poprzez nasadzenia pomnikowych dziś dębów (stanowiska Parsęta 1 i Doble 1).

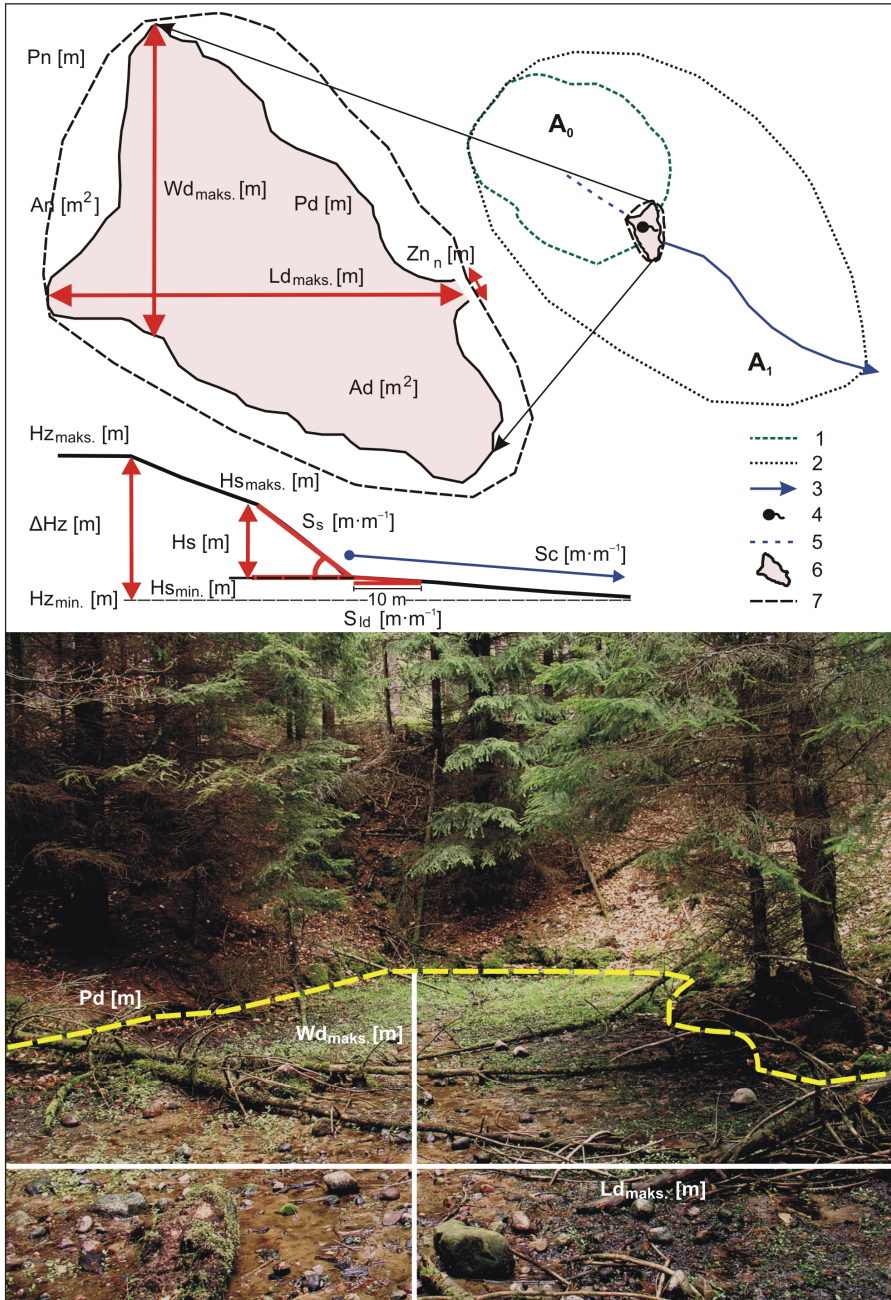
5

MORFOLOGIA NISZ ŹRÓDLISKOWYCH

Niewielkie rozmiary form, w których zlokalizowane są wypływy wód podziemnych na Niżu Polskim, uniemożliwiają ich charakterystykę morfometryczną na podstawie map topograficznych w skali 1 : 10 000, na których są one zaznaczone najczęściej sygnaturami skarp (urwisk) lub wcisów. Niektóre z małych nisz źródłiskowych nie zostały w ogóle uwzględnione na mapach topograficznych. Na cyfrowych modelach wysokościowych DTED2 o rozdzielczości około 30 m nisze reprezentowane są na 1–4 oczkach siatki rastrowej, co dostarcza bardzo zgeneralizowaną informację o cechach morfometrycznych form. Mała dostępność nisz do pomiarów topograficznych wynikająca ze stosunkowo gęstej pokrywy roślinnej, dużego nachylenia zboczy, podmokłego dna jest odpowiedzialna za brak informacji kartograficznej o wykształceniu i przejawach morfologicznego oddziaływania wpływów wód podziemnych. Z tego powodu zostały przeprowadzone bezpośrednie pomiary topograficzne wybranych zagłębień i nisz źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty.

5.1. Analiza geometryczna i morfometryczna

Analiza morfometrii 24 zagłębień źródłiskowych, w których zlokalizowanych jest 26 nisz źródłiskowych, została oparta na cyfrowych modelach wysokościowych DEM o rozdzielczości 0,5 m, wykonanych na podstawie zdjęć tachymetrycznych. DEM może służyć do charakterystyki obszarów źródłiskowych, ale także może stanowić podstawę opisu całokształtu procesów hydrologicznych, geomorfologicznych i ekologicznych (Wilson, Gallant 2000). W celu przedstawienia wykształcenia nisz zastosowano parametry fizycznogeograficzne wykorzystywane w charakterystyce zlewni rzecznych (ryc. 32; Zuchiewicz 1980; Engstrom 1989; Soczyńska 1990; Oostwoud Wijdenes i in. 1999; de Scally i in. 2001; Badura i in. 2003; McCuen 2005; Pociask-Karteczka 2006) oraz wybranych form terenu, takich jak: wąwozy, osuwiska, cyrki glacialne czy atole (Garcia-Ruiz i in. 2000; Federici, Spagnolo 2004),



Ryc. 32. Wybrane parametry morfometryczne zagłębień i nisz źródłiskowych

Objaśnienia w tab. 7 i tekście; 1 - granica zlewni 0 odpływu A_0 , 2 - granica zlewni 1. rzędu A_1 , 3 - ciek 1. rzędu inicjowany przez wypływ wód podziemnych, 4 - wypływ wód podziemnych, 5 - odpływ epizodyczny, 6 - dno niszy źródłiskowej, 7 - zasięg niszy źródłiskowej

Tabela 7. Parametry morfometryczne dla 24 zagłębień i nisz źródłkowych w południowej części dorzecza Parsęty (Mazurek 2006b, uzupełnione)

Parametr niszy źródłkowej	Symbol/formuła/jednostka	Wartości charakterystyczne N = 24			
		min.	śred.	maks.	SD
Zagłębienia źródłkowe					
Różnica wysokości ekstremalnych zagłębienia	$\Delta H_z = H_{z_{maks.}} - H_{z_{min.}}$ [m]	4,8	10,6	20,7	4,0
Spadek maksymalny zboczy zagłębienia	$S_{z_{maks.}}$ [°]	30,0	48,5	67,1	10,1
Spadek średni zboczy zagłębienia	$S_{z_{\text{sr.}}}$ [°]	7,3	16,1	34,6	7,1
Nisze źródłkowe					
Powierzchnia niszy	A_n [m ²]	202,4	931,1	5276,4	1084,9
Obwód niszy	P_n [m]	58,8	128,3	433,0	78,3
Wskaźnik kolistości niszy (Gregory, Walling 1973)	$C_{n_k} = (4\pi A_n)/P_n^2$ [-]	0,35	0,62	0,87	0,14
Wysokość zbocza zamykającego niszę	$H_s = H_{s_{maks.}} - H_{s_{min.}}$ [m]	2,3	5,1	10,3	2,1
Spadek maksymalny zboczy niszy	$S_{n_{maks.}}$ [°]	27,1	48,2	67,1	9,9
Spadek średni zboczy niszy	$S_{n_{\text{sr.}}}$ [°]	11,9	21,4	38,0	7,8
Szerokość otwarcia niszy	Z_{n_n} [m]	0,8	5,1	26,4	6,4
Dna nisz źródłkowych					
Powierzchnia dna niszy	A_d [m ²]	70,3	516,2	4626,1	919,0
Obwód dna niszy	P_d [m]	43,4	116,9	569,9	107,9
Długość maksymalna dna niszy	$L_{d_{maks.}}$ [m]	13,5	35,0	112,3	20,1
Szerokość maksymalna dna niszy	$W_{d_{maks.}}$ [m]	4,6	18,3	63,5	12,4
Stosunek długości maksymalnej do szerokości maksymalnej dna niszy	$L/W = L_{d_{maks.}}/W_{d_{maks.}}$ [-]	1,1	2,3	7,6	1,4
Średnia szerokość dna niszy	$W_{d_{\text{sr.}}} = A_n/L_{d_{maks.}}$ [m]	3,0	10,9	41,2	8,3
Wskaźnik kształtu dna niszy (Horton 1945)	$C_{d_f} = A_d/L_{d_{maks.}}^2$ [-]	0,09	0,31	0,56	0,13
Wskaźnik zwartości dna niszy	P_d/A_d [-]	0,12	0,39	0,75	0,19
Wskaźnik kolistości dna niszy (Gregory, Walling 1973)	$C_{d_k} = (4\pi A_d)/P_d^2$ [-]	0,16	0,40	0,63	0,14
Wskaźnik wydłużenia dna niszy (Schumm 1956)	$C_{d_w} = 2(A_d/\pi)^{0,5}/L_{d_{maks.}}$ [-]	0,33	0,62	0,84	0,14
Stosunek szerokości maksymalnej dna do wysokości zboczy niszy (Badura i in. 2003) H_l - wysokość lewego zbocza H_r - wysokość prawego zbocza H_d - wysokość dna	$V_f = 2W_{d_{maks.}}/[(H_l - H_d) + (H_r - H_d)]$ [-]	1,25	4,69	15,79	4,47
Spadek średni dna niszy	$S_{d_{\text{sr.}}}$ [°]	3,2	7,1	16,0	2,9
Stosunek spadku lokalnego dna niszy S_{id} do spadku zbocza zamykającego niszę S_s (Hattanji, Matsushi 2006)	S_{id}/S_s [-]	0,03	0,18	0,42	0,10
Spadek dna w bruzdzie odpływowej i początkowym odcinku koryta cieku w obrębie niszy	S_c [m · m ⁻¹]	0,01	0,04	0,15	0,03

SD - odchylenie standardowe

zakładając podobieństwo relacji między parametrami morfometrycznymi. Zmierzone parametry i wyznaczone wskaźniki dla nisz źródłiskowych zostały przedstawione w tabeli 7.

Pola powierzchni nisz objętych pomiarami topograficznymi zajmują do 17,3% (śred. 3,2%) obszaru zlewni 0O, a do 3,4% (śred. 0,9%) zlewni 1R. Jednak pomimo niewielkich rozmiarów nisze wypływów wód podziemnych stanowią wyróżniające się formy terenu w młodoglacjalnej rzeźbie południowej części dorzecza Parsęty. Ich kształty i rozmiary wskazują na cechy i przebieg procesów źródłiskowych związanych z oddziaływaniem wypływów wód podziemnych.

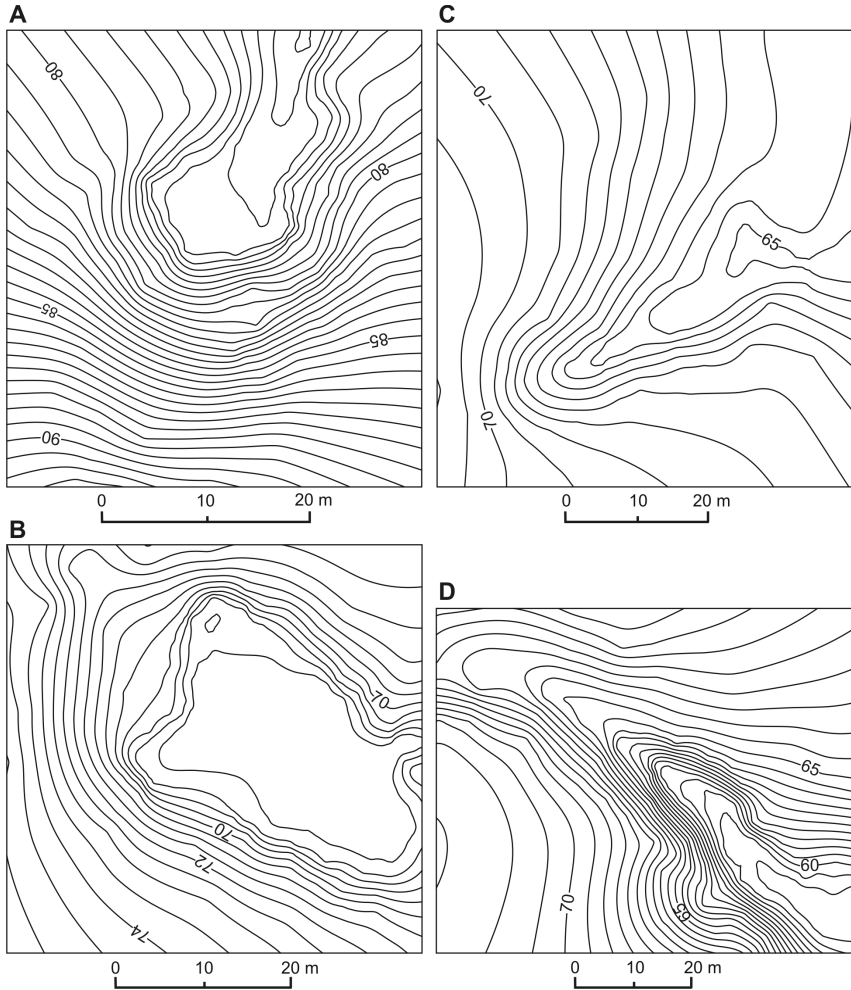
Nisze źródłiskowe rozwijają się w obrębie zróżnicowanych genetycznie zagłębień lub są wycięte na stokach, powodując zmianę ich kształtów, spadków i wysokości względnych. Granice nisz źródłiskowych wyznaczono na podstawie zasięgu występowania wypływów wód podziemnych i przejawów ich działalności rzeźbotwórczej, chociaż zajął się procesów stokowych na zboczach zagłębień i na zboczach nisz utrudniało miejscami jednoznaczne ich rozgraniczenie. Powierzchnie nisz źródłiskowych, w których przeprowadzono pomiary tachymetryczne, wynoszą od 0,02 do 0,53 ha (śred. 0,093 ha; tab. 7). Nisze charakteryzują się niewielkimi powierzchniami dna o średniej wielkości 0,051 ha (0,007–0,46 ha; tab. 7). Objęte pomiarami zagłębienie Wielawino 1 składające się z trzech nisz zajmuje powierzchnię 0,46 ha. Największa nisza źródłiskowa na badanym terenie (stanowisko Lubogoszcz 1) ma powierzchnię dna wynoszącą 4,3 ha (pomiar na mapie topograficznej w skali 1 : 10 000). Długość maksymalną dna niszy $L_{d_{maks}}$ stanowi największa odległość mierzona w linii prostej od wypływu z niszy (w profilu zamykającym niszę z wykształconym korytem rzeczny) do najdalej położonego punktu na obwodzie dna niszy. Uzyskane wartości zmieniają się od 13,5 do 112,3 m przy średniej 35 m (tab. 7). Parametr ten pozostaje silnie skorelowany dodatnio z powierzchnią dna niszy A_d ($r = 0,92$; tab. 8) oraz z jej obwodem P_d ($r = 0,96$). Szerokość maksymalna dna niszy $W_{d_{maks}}$ prostopadła do długości $L_{d_{maks}}$, wpisana w zarys dna, wynosi od 4,6 do 63,5 m, przy średniej 18,3 m.

Stosunek długości $L_{d_{maks}}$ do szerokości dna $W_{d_{maks}}$ odzwierciedla relację między wydłużaniem nisz w profilu podłużnym a ich rozszerzaniem w profilu poprzecznym. Wprost proporcjonalna zależność między długością a szerokością dna ($r = 0,86$) może sugerować, że procesom źródłiskowym prowadzącym do wydłużania niszy towarzyszy także jej poszerzanie. Wartości wskaźnika L/W , będącego ilorazem długości maksymalnej $L_{d_{maks}}$ do szerokości maksymalnej dna niszy $W_{d_{maks}}$, pozostają większe od 1 przy średniej wartości 2,3. Oznacza to, że w przypadku 24 badanych nisz i zagłębień wszystkie dna pozostają wydłużone i wąskie. Sugeruje to, że nisze mają naturalne tendencje do wydłużania. Kierunek wydłużenia zgodny jest z kie-

runkiem dopływu wód podziemnych, który natomiast wynika z budowy geologicznej. Niskie wartości wskaźnika L/W mają te dna, których rozwój związany jest z równomierną erozją wsteczną i boczną wokół takich wypływów, jak wycieki powierzchniowe (np. stanowisko Borzęcino 2: $L/W = 1,65$, ryc. 33A), ale także z erozją wsteczną kilku wypływów tworzących źródłisko (stanowisko Iwin 5: $L/W = 1,1$). Dominujący kierunek rozwoju niszy wokół źródłiska może być wówczas uwarunkowany większą wydajnością jednego lub kilku jego wypływów. W przypadku skrajnie wysokich wartości wskaźnika należy poza działaniem procesów źródłiskowych rozważyć wpływ innych czynników. Kształty nisz źródłiskowych takich, jak Buślary 2, Koprzywno 1 i Popielewo 5 (tab. 7) o najwyższych wskaźnikach L/W , uwarunkowane są wykształceniem zagłębień źródłiskowych. Wydłużone kształty den nisz dokumentuje również wskaźnik wydłużenia Cd_w (Schumm 1956), który przyrównuje kształt dna¹⁷ do koła (śred. wartość $Cd_w = 0,62$). Wartości wskaźnika wydłużenia Cd_w bardzo dobrze korespondują z wartościami wskaźnika L/W , dowodząc, że wszystkie badane nisze cechują się dnem bardziej wydłużonym niż poszerzonym. Wydłużenie form źródłiskowych stanowi przede wszystkim rezultat działania procesów erozji wstecznej wzdłuż osi podłużnej, ale w sprzyjających sytuacjach morfologicznych wydłużenie ich może być predysponowane ukształtowaniem form inicjalnych, którymi są zróżnicowane morfogenetycznie dolinki. Poza tym wydłużony kształt niektórych nisz może być wynikiem erozji liniowej wód wpływających z punktowych, pojedynczych źródeł (np. stanowisko Nowe Dębno 2: $L/W = 4,1$ $Cd_w = 0,4$, ryc. 33C). Niskie wartości (0,09–0,56) wskaźnika kształtu Cd_f (Horton 1945) potwierdzają wydłużenie tych form. Również wskaźnik kolistości Cd_k (Gregory, Walling 1973), porównujący płaszczyznę dna do kształtu koła o tej samej długości obwodu co dno, przyjmuje wartości niższe od 1,0, co jest charakterystyczne dla form wydłużonych. W przypadku badanych nisz wskaźnik ten zmienia się od 0,16 do 0,63.

Szerokość otwarcia niszy Zn_n w miejscach wypływu cieków jest bardzo zróżnicowana, bowiem mieści się w granicach od 0,8 do 26,4 m. W większości badanych form szerokość dna zwęża się w kierunku wypływu z niszy, a w skrajnych przypadkach ogranicza się nawet do szerokości koryta cieków. Świadczy o tym stosunek szerokości maksymalnej dna do szerokości otwarcia niszy $Wd_{maks.}/Zn_n$, który zmienia się od 0,95 do 27,89 przy średniej 6,41. Natomiast nisze rozwijające się w sytuacjach podboczowych pozostają otwarte w kierunku doliny, a ich dna przechodzą bezpośrednio w dna dolin rzecznych, co dokumentują niskie wartości powyższego stosunku $Wd_{maks.}/Zn_n$.

¹⁷ W oryginalnym opracowaniu S.A. Schumma (1956) wskaźnik C_w odniesiony jest do kształtu zlewni rzecznej.



Ryc. 33. Hipsometria zagłębień i nisz źródłkowych: A - Borzęcino 1, B - Ostre Bardo 1, C - Nowe Dębno 2, D - Buślary 2

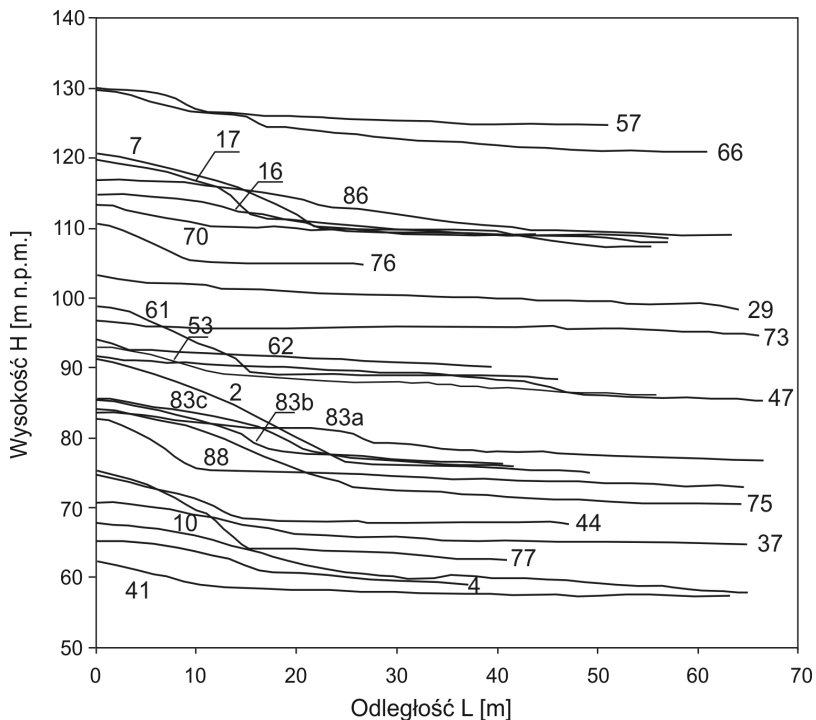
Lokalizacja por. ryc. 3, tab. 2

Deniwelacje w analizowanych 24 zagłębieniach źródłkowych, będące różnicą wysokości maksymalnej na lokalnym działu wodnym ($H_{z_{maks.}}$) na koronie zbocza otaczającego bezpośrednio niszę i minimalnej w dnie nisz ($H_{z_{min.}}$), zmieniają się od 4,8 do 20,7 m (tab. 7). W zagłębieniach notowane jest zróżnicowane nachylenie zbocza, bowiem spadki maksymalne zmieniają się od 30 do 67°, a spadki średnie od 7 do 35°. Zasięg bezpośredniego oddziaływania procesów źródłkowych w obrębie badanych zagłębień wyznacza wysokość na zboczu zamykającym niszę H_s , którą określono jako różnicę

wysokości między pierwszym załomem na zboczu (wyznaczonym od jego podnóża) a podnóżem zbocza w dnie niszy. Średnie wysokości zamknięcia nisz H_s osiągają do 10,3 m, a spadek zbocza zamykających nisze zmienia się od 11,9 do 38°. Głębokie nisze o stromo nachylonych zboczach zamykających wskazują na intensywne procesy erozji wstecznej i dennej. Duża energia rzeźby powoduje, że mogą to być także obszary podatne na impulsy zewnętrzne, takie jak ekstremalne zdarzenia meteorologiczne. Nachylenie den nisz zawiera się w przedziale od 3 do 16°.

Profile podłużne zagłębień źródłiskowych poprowadzone od lokalnego wododziału zagłębień do miejsca wypływu cieku z niszy źródłiskowej (ryc. 34) pokazują, że przejście zbocza w dno niszy może następować przy niewielkiej zmianie spadku (np. stanowisko Koprzywno 1, Piaskowa Góra, Popielewo 5), ale częściej dno niszy wyznacza próg o różnej wysokości (np. stanowisko Wielawino 1a i b, Żarnowo 1).

Stosunek lokalnego spadku dna S_{ld} do spadku zbocza zamykającego niszę S_s odzwierciedla typ kontaktu podsystemu stokowego z podsystemem korytowym (Hattanji, Matsushi 2006). Spadek zbocza niszy S_s mierzony był



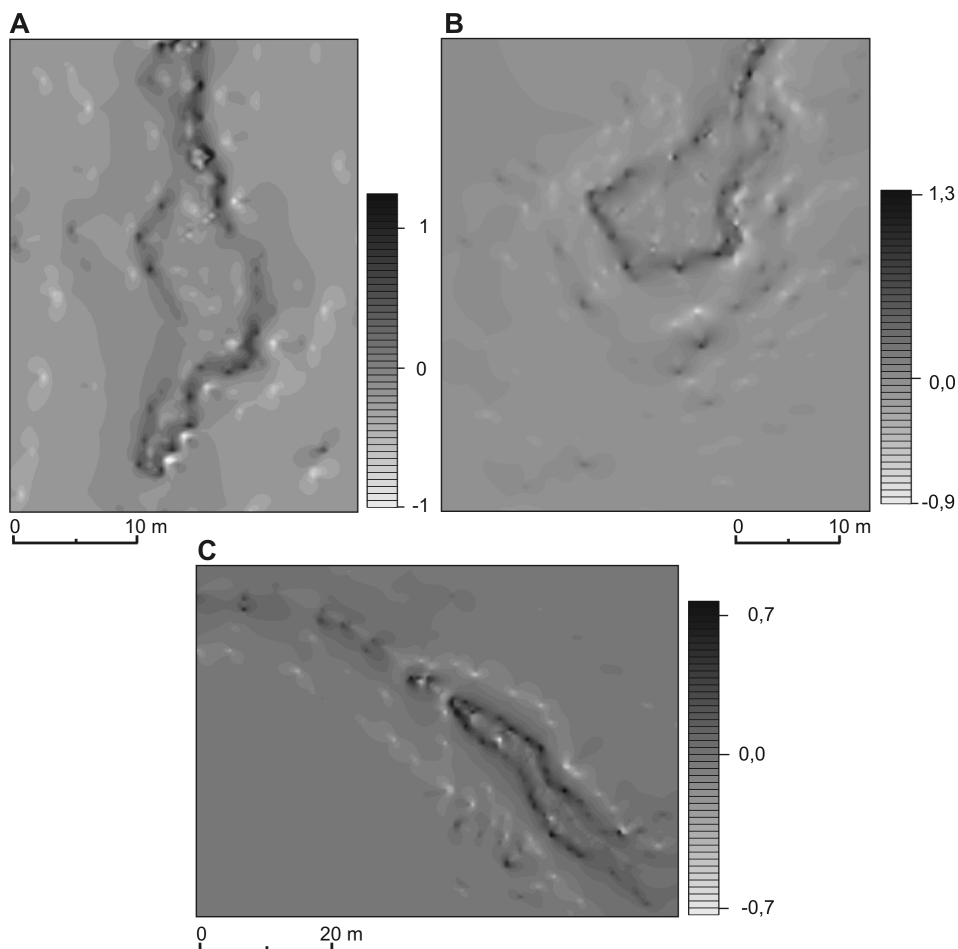
Ryc. 34. Profile podłużne zagłębień i nisz źródłiskowych

Profile opisane są identyfikatorami ID obszarów źródłiskowych, ich objaśnienia w tab. 2, a lokalizacja na ryc. 3

w osi niszy od podnóża zbocza zagłębienia źródłiskowego do pierwszego załomu na tym zboczu, natomiast lokalny spadek dna niszy S_{ld} mierzony był w przedłużeniu spadku zbocza niszy S_s na odcinku 10 m. Niskie wartości S_{ld}/S_s bliskie 0,1 świadczą o wyraźnym dolnym załomie między zboczem niszy a jej dnem (duże różnice spadków), natomiast wartości bliskie 1 występują przy łagodnym przejściu między tymi dwoma elementami niszy. W przypadku badanych zagłębień źródłiskowych wskaźnik ten zmienia się od 0,03 do 0,42 (śred. 0,18), wskazując, że kontakt między zboczem niszy a jej dnem wiąże się z wyraźną zmianą spadku. Niskie wartości tego wskaźnika wynikają z istnienia dobrze zaznaczającego się w morfologii dna o znacznie mniejszym nachyleniu niż zbocza niszy, tak jak w przypadku niszy w Borzęcinie 1, dla której S_{ld}/S_s wynosi 0,13 (ryc. 33A) oraz w Oстрыm Bardzie 1 – 0,05 (ryc. 33B). O małym spadku dna decydować może nachylenie spągu warstwy przepuszczalnej, położenie bazy erozyjnej w dolinach recypientów, która wpływa na intensywność procesów erozyjnych w ciekach źródłiskowych, w tym także w ich górnych odcinkach zamkniętych niszami. Płaskie dna nisz kontrastujące ze znacznie nachylonymi zboczami wskazywane są jako cechy charakterystyczne dla nisz wód zmarzlinowych przez Z. Churską (1965), natomiast przez Z. Maksymiuka, P. Moniewskiego (2000) oraz P. Moniewskiego (2004) dla nisz źródłiskowych.

Parametry stoku, które decydują o jego stabilności oraz rozkładzie energii spływającej wody i jej działalności erozyjnej, mogą być opisane przez krzywiznę horyzontalną (planarną) i wertykalną (profilową; Zevenbergen, Thorne 1987; Wilson, Gallant 2000; Urbański 2008). Przejście zboczy niszy w płaskie dno następuje poprzez wyraźnie zaznaczający się segment stoku wklęsłego, którego brak w odcinkach suchych dolin. Dowodzi tego wyraźnie wyodrębniający się pas o dodatnich wartościach krzywizny wertykalnej¹⁸ reprezentujący stok wklęsły (ryc. 35). Modelowanie tego fragmentu podnóża stoku jest rezultatem bezpośredniego oddziaływania erozji podzboczowych wypływów wód podziemnych. Warto także zwrócić uwagę, że rozkład wartości krzywizny wertykalnej u podnóża zboczy w niszach nawiązuje do wartości wskaźnika S_{ld}/S_s . Nisza źródłiskowa Buślary 2 (ryc. 33 i 35) charakteryzuje się niskimi wartościami krzywizny (maks. 0,7) przy wysokim wskaźniku S_{ld}/S_s (0,42), odmiennie niż nisza Popielewo 5 z wyraźnie zaznaczonym odcinkiem wklęsłym o maksymalnej wartości krzywizny 1,2, a zarazem niską wartością S_{ld}/S_s – 0,03 (ryc. 35A, C). Podobny układ parametrów jak w niszy Popielewo 5 występuje w niszy źródłiskowej Borzęcino 1 (1,3 i 0,13).

¹⁸ Obliczenia wykonano przy użyciu oprogramowania *Surfer v.8*.



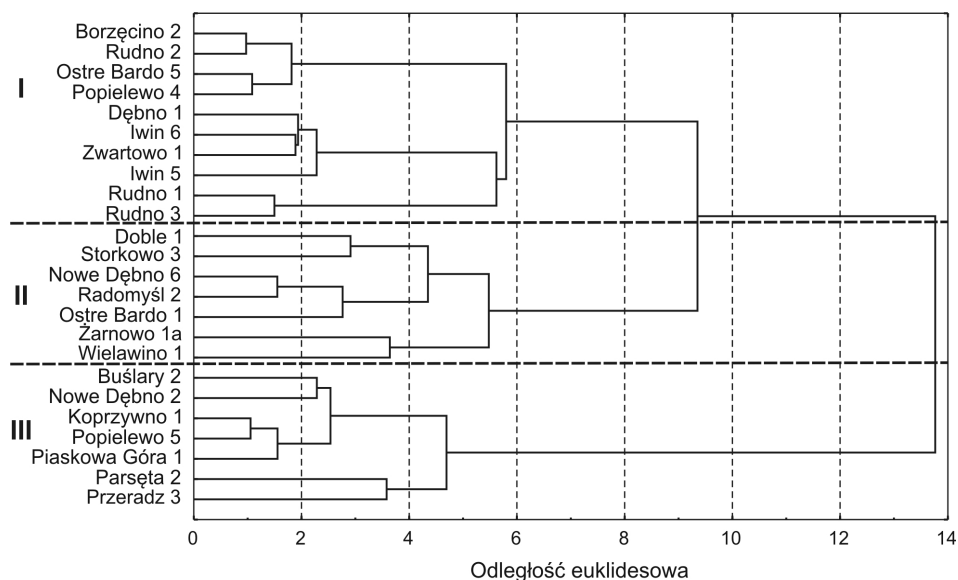
Ryc. 35. Krzywizny wertykalne (profilowe) w niszach źródłiskowych: A – Popielewo 5, B – Borzęcino 1, C – Buślary 2

Wartości minimalne oznaczają stoki wypukłe, a maksymalne stoki wklęsłe; lokalizacja por. ryc. 3, tab. 2

Wskaźnik szerokość maksymalna dna–wysokość zboczy V_f (tab. 7) pozwala na rozróżnienie między niszami płytkimi o szerokim dnie (wysokie wartości V_f) a wąskimi i głębokimi. Średnia wartość wskaźnika obliczona dla profili usytuowanych w środkowej części niszy źródłiskowej wynosi 4,69. Natomiast na zapleczu nisz, w zlewni 0R, w obrębie suchych dolin wskaźnik ten osiąga wartości od 0,08 do 0,25. Podobnie niskie wartości charakteryzują niektóre odcinki wypływu z nisz źródłiskowych.

5.2. Typologia nisz źródłiskowych

Przedstawione zróżnicowanie morfometryczne nisz źródłiskowych stanowi dobrą podstawę do ich grupowania i interpretacji w kategoriach typologicznych. Jako zmienne grupowania przyjęto siedem parametrów, które wyznaczają największe spektrum zróżnicowania analizowanych nisz, mianowicie: wskaźnik kolistości niszy Cn_k , szerokość otwarcia niszy Zn_n , różnicę wysokości między pierwszym załosem na zboczu a jego podnóżem H_s , stosunek szerokości maksymalnej dna do wysokości zboczy niszy V_f , wskaźnik kształtu dna niszy Cd_f , stosunek spadku lokalnego dna niszy do spadku zbocza zamykającego S_{ld}/S_s , średni spadek dna niszy Sd_{sr} . Parametry te odzwierciedlają typ i dynamikę procesów źródłiskowych, a ponadto nie są skorelowane między sobą lub korelacja między nimi jest słaba ($p > 0,05$, tab. 8). Do obliczeń zastosowano grupowanie hierarchiczne metodą Warda¹⁹ oparte na wartościach zestandaryzowanych tych parametrów. W wyniku grupowania zaklasy-



Ryc. 36. Podział na grupy statystyczne (I, II, III) na tle diagramu odległości euklidesowych pomiędzy 24 zagłębieniami opisanymi podobieństwem standaryzowanych parametrów morfometrycznych opartych na metodzie Warda

¹⁹ Obliczenia wykonano w oprogramowaniu *Statistica v.8.0.*

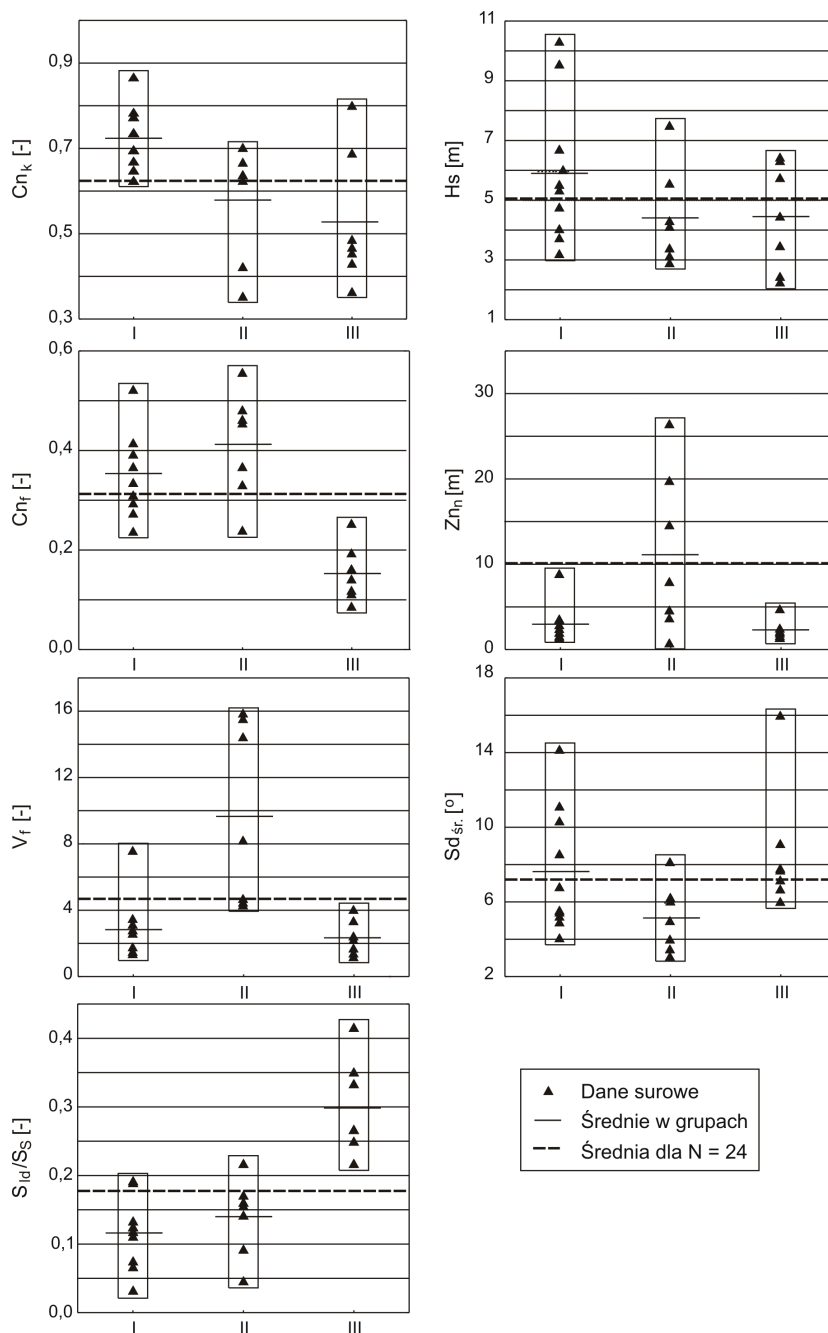
fikowano 24 formy do trzech grup statystycznych (ryc. 36). Podziału na grupy dokonano na podstawie wykresu aglomeracji przedstawiającego odległości euklidesowe wiązań względem etapów wiązania. Wydzielonym grupom przypisano typy morfologiczne nisz źródłiskowych.

5.2.1. Typ nisz basenowych

Najliczniejsza grupa w południowej części dorzecza Parsęty reprezentuje typ morfologiczny nisz źródłiskowych basenowych (grupa I). Obejmuje ona 10 z analizowanych nisz. Do tego typu nisz przynależą formy w planie dna eliptyczne, o czym świadczą średnie wartości wskaźnika kształtu dna niszy $Cd_f - 0,35$ oraz wskaźnika wydłużenia dna niszy $Cd_w - 0,67$, lokujące się pod względem tych wskaźników pomiędzy grupą II a III (ryc. 37 i 38, tab. 9). Nisze źródłiskowe są małe, zwarte, charakteryzują się największymi deniwelacjami w części zamykającej (por. Hs w tab. 9), osiągającymi 10,3 m, a także znacznym średnim nachyleniem zboczy (śred. $22,7^\circ$), co informuje o dużej energii rzeźby. Niska wartość stosunku S_{1d}/S_s (0,07-0,19) wskazuje na duży kontrast w nachyleniu zboczy i dna. Zbocza nisz wzdłuż całego obwodu o dużym nachyleniu (maks. do 59°), z dobrze wykształconym odcinkiem stoku wklęsłego u podnóża, przechodzą w płaskie dna o nachyleniu $7,3^\circ$ ($4,1-14,2^\circ$). W dnach nisz sporadycznie występują niewielkie ostańce, stanowiące bardziej odporne na erozję fragmenty dna lub zboczy niszy. W bruzdzie odpływowej i początkowym odcinku koryta cieku w obrębie tego typu nisz spotykane są niskie spadki, wynoszące średnio $0,04 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1}$. W grupie tej znalazły się nisze o małej szerokości otwarcia (śred. 3,0 m). Szerokości den nisz zwiężają się nawet do szerokości koryta cieku, tak jak w niszach: Popielewo 4, Rudno 1, 2 i 3. W przypadku nisz rozwijających się w strefach krawędziowych wysoczyzn lub u podnóża zboczy dużych dolin pozostają one otwarte w kierunku dolin wyższego rzędu (stanowisko Zwartowo 1). Zaplecza nisz z tej grupy stanowią zlewnie 00 typu stokowego (A) i krawędziowego (B) (por. podrozdz. 4.3.1.1). Do grupy I należy także nisza zlokalizowana w osi niecki denudacyjnej (por. podrozdz. 4.3.1.1 typ morfometryczny C zlewni 00). Rozwój analizowanych nisz stymulowany jest przez:

- a) wody źródeł składające się z rozproszonych typów wypływów zboczowych i podzboczowych,
- b) podzboczowe wycieki powierzchniowe.

Z badanych 88 stanowisk na całym obszarze badań do tego typu można przypisać 38 obiektów (43,3%).

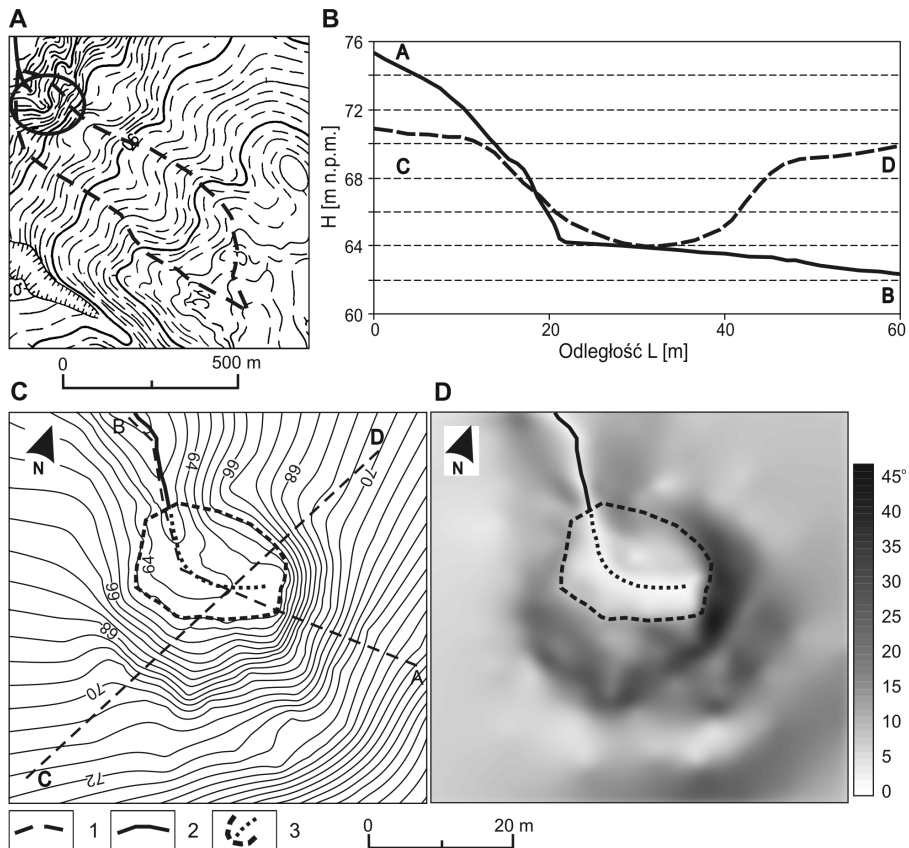


Ryc. 37. Wykres składowych zmienności wybranych parametrów dla trzech grup morfologicznych nisz źródłiskowych oraz wartości średnie, I, II, III - grupy statystyczne

Objaśnienia symboli por. tab. 7

5.2.2. Typ nisz misowatych

Kolejna grupa, reprezentująca typ morfologiczny nisz źródłkowych misowatych (grupa II), obejmuje duże powierzchniowo nisze źródłkowe lub ich zespoły (stanowisko Wielawino 1), charakteryzujące się maksymalnymi wartościami długości i szerokości (ryc. 37, tab. 9). Do tego typu przynależą formy źródłkowe o najmniejszym wydłużeniu, o czym świadczą wskaźniki kształtu dna niszy $Cd_f - 0,41$ oraz wydłużenia dna niszy $Cd_w - 0,72$. Nisze te cechują się zarówno niskimi spadkami dna ($5,1^\circ$), jak i nachyleniami w bruzdę



Ryc. 38. Nisza źródłkowa na stanowisku Rudno 3 jako przykład typu morfologicznego nisz basenowych I: A – położenie stanowiska (na podstawie mapy topograficznej w skali 1 : 10 000), B – profile morfologiczne przez zagłębienie źródłkowe, C – mapa hipsometryczna zagłębienia źródłkowego z liniami profili morfologicznych, D – mapa spadków

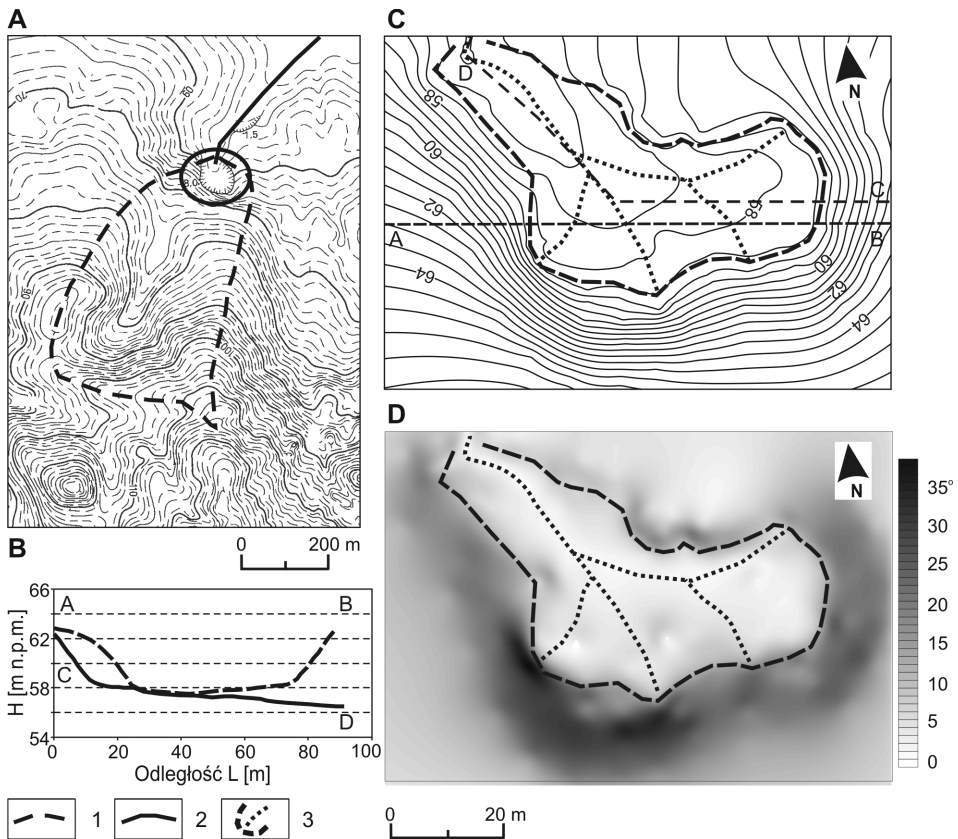
Lokalizacja por. ryc. 3, tab. 2; 1 – granica zlewni 00, 2 – ciek, 3 – zasięg wypływu wód podziemnych z bruzdą odpływową

Tabela 9. Wartości średnie oraz rozstęp parametrów morfometrycznych charakteryzujących trzy typy morfologiczne nisz

Parametr morfometryczny zagłębienia i nisz źródłiskowych	Symbol	Typ morfologiczny nisz		
		basenowe	misowate	wrzeciono- wate
		N = 10	N = 7	N = 7
Różnica wysokości ekstremalnych zagłębienia	ΔH_z	12,1 6,6–16,9	8,5 4,8–10,9	10,4 6,2–20,7
Spadek maksymalny zboczy zagłębienia	$Sz_{maks.}$	52,3 44,1–65,2	44,2 32,3–53,4	47,4 30,0–67,1
Spadek średni zboczy zagłębienia	$Sz_{sr.}$	17,6 9,7–23,0	12,2 7,3–17,2	17,9 7,6–34,6
Powierzchnia nisyzy	An	684,4 202,4–1638,0	1847,0 490,2–5276,4	367,5 211,8–541,8
Obwód nisyzy	Pn	103,3 58,8–154,0	198,1 98,3–433,0	94,2 70,6–112,1
Wskaźnik kolistości nisyzy	Cn_k	0,7 0,6–0,9	0,6 0,4–0,7	0,5 0,4–0,8
Wysokość zbocza zamykającego niszę	Hs	5,9 3,2–10,3	4,4 2,9–7,5	4,4 2,3–6,4
Spadek maksymalny zboczy nisyzy	$Sn_{maks.}$	52,1 44,4–59,0	44,2 32,6–53,7	46,8 27,1–67,1
Spadek średni zboczy nisyzy	$Sn_{sr.}$	22,7 12,7–31,0	19,1 11,9–38,0	21,7 13,3–36,8
Szerokość otwarcia nisyzy	Zn_n	3,0 1,5–8,8	11,1 0,8–26,4	2,2 1,4–4,7
Powierzchnia dna nisyzy	Ad	267,0 70,3–539,0	1234,7 271,9–4626,1	153,8 86,7–267,3
Obwód dna nisyzy	Pd	80,9 43,4–128,4	202,4 73,8–569,9	82,8 62,1–99,0
Długość maksymalna dna nisyzy	$Ld_{maks.}$	25,8 13,5–38,3	51,0 24,4–112,3	32,2 24,0–40,7
Szerokość maksymalna dna nisyzy	$Wd_{maks.}$	15,2 7,5–27,9	31,4 20,3–63,5	9,8 4,6–14,0
Stosunek długości maksymalnej do szerokości maksymalnej dna nisyzy	L/W	1,8 1,1–2,6	1,6 1,2–2,0	3,7 2,2–7,6
Średnia szerokość dna nisyzy	$Wd_{sr.}$	9,2 4,1–15,6	19,5 11,2–41,2	4,8 3,0–6,6
Wskaźnik kształtu dna nisyzy	Cd_f	0,35 0,24–0,52	0,41 0,24–0,56	0,15 0,09–0,25
Wskaźnik zwartości dna nisyzy	Pd/Ad	0,40 0,20–0,62	0,21 0,12–0,29	0,58 0,37–0,75
Wskaźnik kolistości dna nisyzy	Cd_k	0,46 0,34–0,59	0,45 0,16–0,63	0,27 0,21–0,34
Wskaźnik wydłużenia dna nisyzy	Cd_w	0,67 0,55–0,82	0,72 0,55–0,84	0,44 0,33–0,57
Stosunek szerokości maksymalnej dna do wysokości zboczy nisyzy	V_f	2,8 1,4–7,6	9,7 4,3–15,8	2,3 1,2–4,0

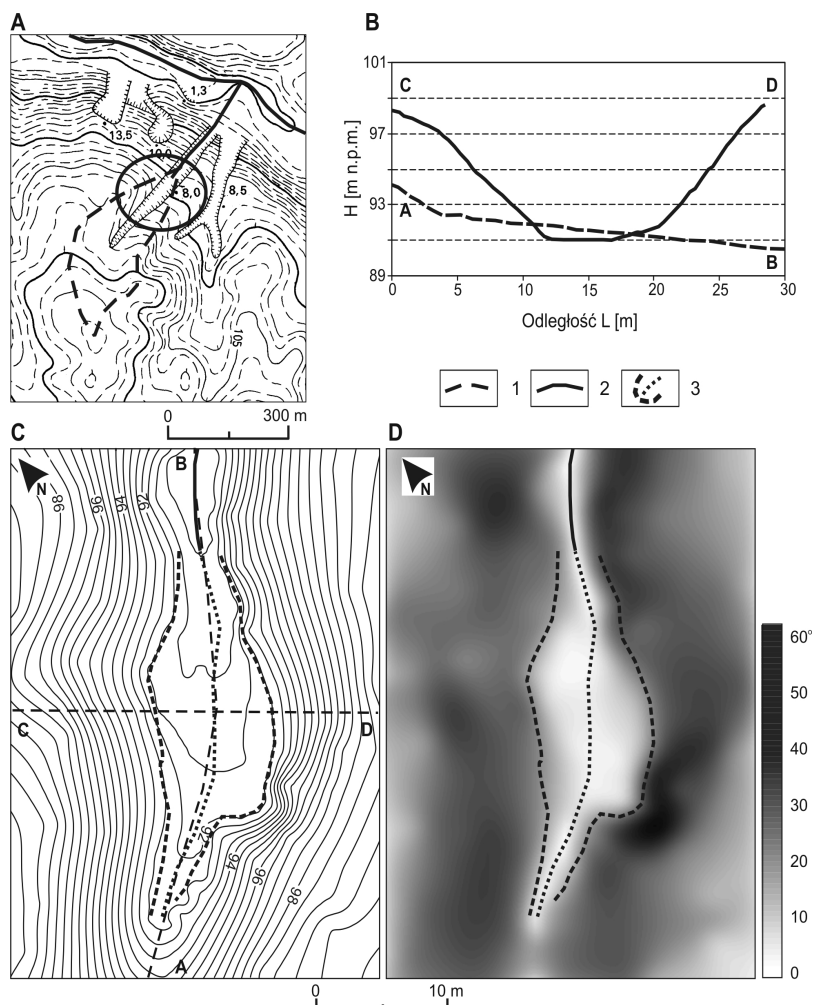
cd. tab. 9

Parametr morfometryczny zagłębień i nisz źródłiskowych	Symbol	Typ morfologiczny nisz		
		basenowe	misowate	wrzeciono- wate
		N = 10	N = 7	N = 7
Spadek średni dna nisz	$S_{d\text{śr.}}$	7,3 4,1-14,2	5,1 3,2-8,2	8,6 6,0-16,0
Stosunek spadku lokalnego dna nisz S_{ld} do spadku zbocza zamykającego niszę S_s	S_{ld}/S_s	0,12 0,03-0,19	0,14 0,05-0,22	0,30 0,22-0,42
Spadek dna w bruzdzie odpływowej i początkowym odcinku koryta ciek w obrębie nisz	S_c	0,04 0,02-0,06	0,03 0,01-0,05	0,06 0,03-0,15



Ryc. 39. Nisza źródłiskowa na stanowisku Nowe Dębno 6 jako przykład typu morfologicznego nisz misowatych II: A - położenie stanowiska (na podstawie mapy topograficznej w skali 1 : 10 000), B - profile morfologiczne przez zagłębienie źródłiskowe, C - mapa hipsometryczna zagłębienia źródłiskowego z liniami profili morfologicznych, D - mapa spadków

Lokalizacja por. ryc. 3, tab. 2; 1 - granica zlewni 00, 2 - ciek, 3 - zasięg wypływu wód podziemnych z bruzdą odpływową



Ryc. 40. Nisza źródłiskowa na stanowisku Popielewo 5 jako przykład typu morfologicznego nisz wrzecionowatych III: A – położenie stanowiska (na podstawie mapy topograficznej w skali 1 : 10 000), B – profile morfologiczne przez zagłębienie źródłiskowe, C – mapa hipsometryczna zagłębienia źródłiskowego z liniami profili morfologicznych, D – mapa spadków
Lokalizacja por. ryc. 3, tab. 2; 1 – granica zlewni 00, 2 – ciek, 3 – zasięg wypływu wód podziemnych z bruzdą odpływową

dach odpływowych i początkowych odcinkach koryt cieków, wynoszącymi od $0,01$ do $0,05 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1}$ (śred. $0,03 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1}$, ryc. 39). Wysokie wartości wskaźnika V_f (śred. $9,7$) w stosunku do nisz z grup I i III wskazują na nisze płytkie o szerokich dnach. Szerokość otwarcia niszy jest bardzo zróżnicowana i mieści się w granicach od $0,8$ do $26,4 \text{ m}$ (SD – $9,5 \text{ m}$). Zlokalizowane w strefach kra-

wędrzowych zagłębienia źródłiskowe obejmujące kilka nisz pozostają otwarte w kierunku dolin wyższego rzędu, tak jak w przypadku stanowiska Wielawino 1. Natomiast w zagłębieniach z pojedynczą niszą, takich jak Doble 1 i Nowe Dębno 6, otwarcie nisz jest zdecydowanie mniejsze (ryc. 39). Nisze tego typu głównie zlokalizowane są w pozycjach krawędziowych (zlewnie 00 typu B), ale także stokowych (zlewnie 00 typu A, por. podrozdz. 4.3.1.1). Rzeźbę nisz kształtują wypływy wód podziemnych w postaci źródeł z wpływami skoncentrowanymi i nieskoncentrowanymi. W dnach nisz odpływ ma miejsce początkowo w bruzdach, które stopniowo łączą się, tworząc odpływ korytowy. Dna nisz urozmaicają niewielkie erozyjne ostańce, a między wypływami wód podziemnych niekiedy występują ostrogi.

Do typu morfologicznego nisz misowatych na obszarze badań można zaliczyć 16 zagłębień źródłiskowych (Doble 1, Lubogoszcz 1, Nowe Dębno 6, Ogartowo 1, Ostre Bardo 1, Piaski 4, Popielewo 2, Przybkowo 1, Radomyśl 2, Storkowo 1 i 3, Sulikowo 2 i 3, Wielawino 1 i 3, Żarnowo 1).

5.2.3. Typ nisz wrzecionowatych

Do grupy nisz wrzecionowatych (grupa III; ryc. 37 i 40, tab. 9) zaklasyfikowano formy wąskie i wydłużone, o najwyższych wartościach (śred. 3,7) wskaźnika L/W i najniższej średniej wartości wskaźnika kształtu Cd_f – średnio 0,15. Nisze o średnim nachyleniu dna $8,6^\circ$ charakteryzują się niskimi wartościami stosunku szerokości maksymalnej dna do wysokości zboczy $V_f = 2,3$, podobnie jak w grupie statystycznej I. Typ ten obejmuje najczęściej nisze źródłiskowe zlokalizowane w rozcięciach erozyjnych i dolinach denudacyjno-erozyjnych (por. podrozdz. 4.3.1.1), których dna i zbocza obecnie są modyfikowane przez procesy źródłiskowe (ryc. 40). Wielkość tych form źródłiskowych jest niewielka. Zamknięcie nisz w tym przypadku stanowi próg będący wynikiem rozcinania (pogłębiania) inicjalnych form przez wypływy wód podziemnych. Wysokie wartości wskaźnika S_{ld}/S_s (powyżej 0,22) dowodzą postępującego odmładzania starszych form erozyjno-denudacyjnych w wyniku erozji wstecznej i wgłębnej. Wydłużone, o małej szerokości formy z tego typu są również związane z oddziaływaniem erozyjnym źródeł i źródeł ułożonych zgodnie ze spadkiem den zagłębień (stanowiska: Nowe Dębno 2, Piaskowa Góra 1, Parsęta 2 i Przeradz 3). W przypadku źródeł w miejscu wypływu tworzy się ciek, który poprzez erozję denną kształtuje swoje koryto i dolinę. Z obserwowanych stanowisk w południowym dorzeczu Parsęty do typu nisz wrzecionowatych można zaliczyć 24 obszary źródłiskowe (27,3%).

5.2.4. Obiekty niesklasyfikowane

Na obszarze badań występuje 78 nisz, które można zaklasyfikować do scharakteryzowanych trzech typów morfologicznych. Nisze te są mniej lub bardziej wydłużone i często zewężają się w miejscu wypływu cieku z niszy. Tylko niewielka część badanych obszarów źródłiskowych jest rozgałęziona, bowiem zaledwie siedem z nich składa się z kilku nisz połączonych wspólnym odpływem korytowym. Do takich obiektów należą między innymi formy rozwinięte w strefie zboczy doliny Parsęty: Wielawino 1 – 3 rozgałęzienia, Żarnowo 1 – 4, Sulikowo – 3, Doble 1 – 3, Piaski 4 – 2, Białowąs 1 – 2, Ogartowo – 2. Liczba rozgałęzień wynika z położenia, liczby i wydajności wypływów w niszach. Rozgałęzienie obszarów źródłiskowych może być także uwarunkowane ukształtowaniem zlewni 0 odpływu i nawiązywać do układu suchych dolin znajdujących się na zapleczu nisz źródłiskowych. Poza wydzielonymi trzema typami morfologicznymi nisz źródłiskowych pozostaje 10 form słabo wykształconych, w początkowym stadium rozwoju, o niewielkiej głębokości i bez wyraźnie wyodrębnionego dna. Ten rodzaj nisz można wiązać z krótkim rozwojem oraz małą wydajnością wypływów (poniżej $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

5.3. Uwarunkowania środowiskowe typów morfologicznych nisz

Rozpoznane typy nisz źródłiskowych charakteryzują się zróżnicowaną wielkością i rzeźbą. Reprezentują one formy, które mogą się rozwijać w luźnych osadach przy zróżnicowanej przestrzennie i czasowo wydajności wypływów. W wyróżnionych typach nisz zlokalizowane są początki koryt rzecznych. W przypadku nisz typu basenowego i misowatego stanowią one także początki tworzących się dolin rzecznych w przeciwieństwie do typu wrzecionowatego, w którym następuje modyfikacja wcześniej istniejącej doliny denudacyjnej.

Wykształcenie wydłużonych i wąskich zagłębień oraz nisz źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty wykazuje podobieństwo do form przedstawianych ze Wzniesień Łódzkich przez: Z. Maksymiuka, P. Moniewskiego (2000), M. Miklasa, P. Moniewskiego (2002) oraz P. Moniewskiego (2004). Ich wspólne cechy morfologiczne wynikają między innymi z podobieństwa budowy geologicznej (osady glacialne, fluwioglacjalne), a w związku z tym ze zbliżonych warunków przepływu wód podziemnych i typów wypływów. W regionie łódzkim dominują wydłużone kształty zagłębień źródłiskowych, których przebieg nawiązuje do orientacji suchych dolinek

położonych powyżej (podobnie jak w wydzielonym typie morfologicznym wrzecionowatym). Zagłębienia te ukierunkowują dopływ płytkich wód podziemnych i silnie wpływają na rozwój nisz w początkowym okresie. Także na Pojezierzu Poznańskim kształt i orientacja osi nisz źródłiskowych jest często powiązana z układem suchych dolin, na co wskazuje K. Puk (2005). M. Michalska (1979) w okolicach Miastka na Pojezierzu Bytowskim również zwraca uwagę na lokalizację nisz źródłiskowych w obrębie form denudacyjnych i erozyjnych. W tych przypadkach rzeźbę terenu można uznać jako jedno z uwarunkowań środowiskowych odpowiedzialnych za kształty nisz, zwłaszcza w początkowym okresie ich rozwoju. Zróżnicowanie morfometryczne nisz wrzecionowatych odzwierciedla pierwotne ukształtowanie terenu, między innymi wydłużenie form inicjalnych oraz łagodne przejście między współczesnym dnem niszy a zboczem dolin. Spadek den nisz w początkowym okresie rozwoju także naśladuje spadek pierwotnych form terenu, w których nisze się rozwijają.

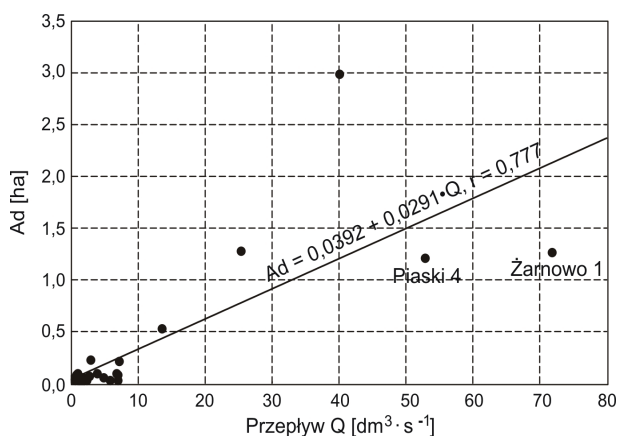
Charakterystyki geometryczne, morfometryczne i hipsometryczne nisz źródłiskowych stanowią zapis etapów ich rozwoju, dostarczając w ten sposób także informacji o mechanizmie ich formowania. Morfologia nisz źródłiskowych ulega ewolucji w wyniku działania szeregu procesów rzeźbotwórczych, których natężenie i typ w początkowej fazie uzależnione są także od wykształcenia formy inicjalnej. Takie elementy, jak: głębokość nisz, słabo wykształcony załom między dnem niszy a jej zboczami, często duży spadek den nisz źródłiskowych świadczą o początkowym etapie rozwoju. W wyniku rozwoju nisz następuje wzrost ich szerokości i głębokości (może przebiegać w różnych proporcjach) oraz zmniejszanie spadku dna. Ze zbczy nisz mogą wyodrębniać się ostrogi i kępy ostańcowe, których obecność jest także skutkiem rozcinania dna nisz w typach basenowych i misowatych. Na stanowiskach Popielewo 4 i Doble 1 pozostałości w postaci fragmentów płaskiego dna z wcześniejszego etapu rozwoju wskazują na zachodzące zmiany w zasileniu i postępujące rozcinanie starszej, większej formy. Poza tym tempo rozwoju może być spowolnione w niszach o wysokich zboczach rozwijających się w wyniku ruchów masowych, gdzie wymagana jest także duża nośność przepływu do odprowadzenia materiału z dna i zbczy niszy.

Litologia i stratygrafia osadów plejstocenijskich i holocenijskich wywiera również wpływ na kształt, orientację i wielkość form. Wykształcenie spągu, skokowe zmiany miąższości i przewodności hydraulicznej warstwy wodonośnej powodują zróżnicowanie kierunków dopływu wód podziemnych, powstanie wypływów o zróżnicowanej wydajności i ich lokalizację w różnych położeniach (wypływy – podzboczowe, zbczowe). Takie oddziaływanie czynnika litologicznego uwidacznia się w przypadku nisz źródłiskowych rozwiniętych w obrębie wysoczyzn morenowych, gdzie zróżnicowanie lito-

logiczne piasków żwirowo-pyłowych i przewarstwienia półprzepuszczalnych glin morenowych wpływają na występowanie wypływów nieskoncentrowanych i rozproszenie ich lokalizacji w niszach. O morfologii nisz źródłkowych decyduje także efektywność procesów rzeźbotwórczych, która częściowo ukierunkowana jest podatnością na erozję osadów budujących nisze. Odsłonięcie w dnie nisz osadów o większej odporności (np. glin morenowych) może ograniczyć jej pogłębianie i dalszy rozwój.

Oprócz morfometrii formy inicjalnej, podatności podłoża na procesy niszczenia i czasu rozwoju zróżnicowana wielkość oraz kształt nisz źródłkowych nawiązują do typów i wydajności wypływów wód podziemnych. Charakterystyczna dla ośrodka porowego duża różnorodność wypływów sprzyja tak zróżnicowaniu morfometrycznemu wewnątrz pojedynczej nisz, jak również między różnymi niszami źródłkowymi. W niszach wykształconych wokół źródła, które stanowi zespół wypływów (o zróżnicowanej liczbie i wydajności), działalność morfologiczna różnych typów wypływów wchodzących w jego skład może wpływać na zróżnicowanie morfometryczne całej formy. Poza tym wypływy składające się na źródło charakteryzują się zmienną wydajnością, która rzutuje na ich jednostkową aktywność morfologiczną i ukierunkowuje rozwój.

S. Dąbrowski, K. Rysiukiewicz (1998) badając wypływy wód podziemnych na Wysoczyźnie Polanowskiej i Pojezierzu Bytowskim, zwracają uwagę na lokalizację najwydajniejszych wypływów w rozległych niszach źródłkowych. W celu zweryfikowania tej zależności dla wybranych 27 zagłębień zestawiono wielkość odpływu oraz powierzchnie den nisz. Powierzchnie den 23 nisz wy-



Ryc. 41. Zależność pomiędzy wielkością odpływu (Q) a powierzchnią dna (Ad) dla 27 obszarów źródłkowych

Tabela 10. Charakterystyka morfometryczna i uwarunkowania środowiskowe wydzielonych typów morfologicznych nisz źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty

Typy nisz źródłiskowych	Charakterystyka	Uwarunkowania środowiskowe
Basenowe	małe, zwarte, duże różnice wysokości względnej, zbocza o znacznym nachyleniu, dobrze wykształcony dolny odcinek wklęsły zbocza, dno w niszach stokowych zwęża się do szerokości koryta cieku, nisze zlokalizowane w strefach krawędziowych pozostają otwarte w kierunku dolin wyższego rzędu, sporadycznie niewielkie ostańce w dnie	zlokalizowane w pozycjach: stokowych (np. pagórków kemowych i moren martwego lodu), krawędziowych (wysoczyzn morenowych) oraz w osiach nieek denudacyjnych, związane z powierzchniowymi formami wypływów: wyciekami powierzchniowymi i źródłiskami usytuowanymi w pozycjach zboczowych i podzboczowych
Misowate	duże powierzchnie dna, rozgałęzione, szerokie, wysokie wartości wskaźnika: szerokość dna – wysokość zboczy, wydłużone dno otwarte w strefie odpływu korytowego ku dolinie wyższego rzędu, w niszach stokowych szerokość dna zwęża się w miejscu wypływu, asymetria w wysokościach zboczy, małe nachylenie dna, ostrogi między bruzdami odpływu wody, kępy ostańce	występują w strefach krawędziowych wysoczyzn i zagłębień wytopiskowych, na zboczach dolin o genezie fluwioglacjalnej, rozwijają się wokół źródeł składających się z rozproszonych wypływów zlokalizowanych na zboczach i u ich podnóża
Wrzecionowate	wąskie, w niewielkim stopniu rozczłonkowane, niskie wartości wskaźnika: szerokość dna – wysokość zboczy, asymetryczność w profilu poprzecznym, zamknięcie niszy przez niski próg, łagodne przejście dna w zbocze zamykające niszę, odpływ w wąskim korycie o znacznym spadku	wykształcone w rozcięciach i dolinkach, także związane ze źródłami i wypływami ułożonymi linijnie, występują na stokach wysoczyzn morenowych i na skłonach równin fluwioglacjalnych

znaczono tachymetrycznie (tab. 7), natomiast dla czterech największych obszarów źródłiskowych zasięg zmierzono na mapie topograficznej w skali 1 : 10 000. Odpływy z 27 obszarów źródłiskowych w trakcie pomiarów były bardzo zróżnicowane i mieściły się w przedziale od 0,3 do 71,8 dm³ · s⁻¹, natomiast powierzchnie nisz od 202,4 do 29 821 m². Wielkości dna nisz w zagłębieniach źródłiskowych wykazują wprost proporcjonalną zależność od wydajności wypływów o współczynniku korelacji $r = 0,78$ przy $p < 0,001$ (ryc. 41). Wartość współczynnika korelacji wskazuje, że wielkość nisz jest funkcją wydajności wypływów.

Na badanym obszarze występują także duże nisze, w których zlokalizowane są mało wydajne wypływy (np. stanowisko Rudno 1), co wskazuje na zmniejszenie zasilania tych form. Występują także sytuacje odwrotne, gdy wypływy o wysokiej wydajności (stanowisko Żarnowo 1 i Piaski 4) inicjują

intensywne procesy prowadzące obecnie do wydłużania i poszerzania stosunkowo jeszcze niewielkich niszc źródłiskowych. Podobnie J. Tomaszewski (1977) w swoich badaniach zwraca uwagę na nisze, których rozmiary nie zawsze korespondują z wydajnością wypływów.

Zróznicowanie kształtów i wielkości niszc należy wiązać także z występowaniem innych czynników, takich jak roślinność (gatunki i lokalizacja drzew) czy działalność antropogeniczna polegająca między innymi na zata-mowaniu odpływu z niszy lub założeniu systemów drenarskich w zlewni 00.

Wyróżnione typy morfologiczne niszc źródłiskowych uznano za podstawę do dalszej analizy zróznicowania procesów morfogenetycznych, które prowadzą do stopniowego przekształcania ich rzeźby. Kształty niszc źródłiskowych sparametryzowane morfometrycznie oraz zachowane w ich obrębie pokrywy osadowe mogą być pomocne między innymi w rekonstrukcji zmian poziomu wód podziemnych oraz w interpretacji etapów ich ewolucji.

6

KSZTAŁTOWANIE WŁAŚCIWOŚCI FIZYKOCHEMICZNYCH WÓD CIEKÓW ŹRÓDLISKOWYCH

Wody podziemne mają kluczowe znaczenie w kształtowaniu zarówno reżimu rzeczno, jak i chemizmu wód powierzchniowych. Uczestniczą one w przemieszczaniu rozpuszczonej materii mineralnej i organicznej w zlewni, a ich mineralizacja w warunkach naturalnych uznawana jest za wskaźnik czasu i intensywności współdziałania wód podziemnych z osadami podłoża zlewni. W obszarach źródłiskowych wypływy wód podziemnych kształtują spływ jonowy bezpośrednio w ciekach pierwszego rzędu (1R). Z badań wód w Chwalimskim Potoku (zlewnia źródłiskowa 1R o powierzchni 4,8 ha²⁰), przeprowadzonych przez G. Michalską (2003a), wynika, że obszar źródłiskowy tego cieku ma 70-procentowy udział w odpływie wody i 76-procentowy udział w odprowadzaniu składników rozpuszczonych.

6.1. Źródła dostawy substancji rozpuszczonej

Chemizm wód podziemnych i powierzchniowych w dorzeczu Parsęty kształtowany jest przez dwie podstawowe grupy czynników – geogeniczne i antropogeniczne (Paczyński, Sadurski 2007; Mazurek 2008b). Właściwości fizykochemiczne badanych wypływów wód podziemnych odzwierciedlają środowisko geochemiczne osadów czwartorzędowych oraz warunki ruchu wód podziemnych. W składzie mineralnym luźnych osadów plejstoceńskich i holocenijskich we frakcji piaszczystej i pyłowej przeważają: kwarc, plagioklasy, skalenie potasowe i muskowi. Obecne są okruchy: skał magmowych, metamorficznych, piaskowców i wapieni z niewielkim udziałem dolomitu. We frakcji poniżej 2 μm stwierdzono występowanie minerałów ilastych, głównie z grupy illitu, a także smektytu, kaolinitu oraz mieszanopaketowej grupy illitowo-smektytowej (Mazurek 2000). Czynniki geogeniczne (mineralno-litologiczne) zmienia się w pokrywie osadowej na obszarze badań w sto-

²⁰ Zlewnia Chwalimskiego Potoku obejmuje obszar źródłiskowy na stanowisku Nowy Chwalim 2.

sunkowo niewielkim stopniu. Głównym elementem różnicującym osady glacialne jest zawartość węgla wapnia w wodonoścach i w serii osadów nadległych.

W południowej części dorzecza Parsęty gliny morenowe zawierają od 2 do 14% CaCO_3 (Kwapisz 2000; Popielski 2000, 2003; Lewandowski i in. 2003). Piaszczysto-żwirowe osady międzymorenowe mają od 4 do 12,9% CaCO_3 (śred. 5,5%; Popielski 2000). Natomiast najbardziej wylugowanymi z węgla wapnia są powierzchniowe osady fluwioglacjalne (śred. zawartość 2%), w których brak jest CaCO_3 do głębokości 2–3 m. Oprócz pierwotnego nagromadzenia węgla wapnia w pokrywie osadowej ważnym czynnikiem modyfikującym skład chemiczny wody są jego wtórne nagromadzenia. Dużą zawartością CaCO_3 charakteryzują się powstałe przede wszystkim w holocenie, w środowisku wodnym z redeponowanego węgla wapnia, kreda jeziorna i gytia węglanowa oraz związana z wypływami wód podziemnych martwica wapienna (por. rozdz. 8). W strefie aeracji do wytrącania CaCO_3 może dochodzić podczas wzniosu kapilarnego wód zasobnych w kwaśny węgiel wapnia (Komisarek 2000) między innymi wskutek ewapotranspiracji. W przypadku badanych nisz występowanie konkrecji węglanowych zaobserwowano w sąsiedztwie systemu korzeniowego olszy czarnej (np. na stanowisku Iwin 5). Pozwala to sądzić, iż w ich powstaniu uczestniczyła roślinność, na co uwagę zwraca K. Tobolski (2000).

Skład mineralno-petrograficzny i powierzchnia kontaktu luźnych osadów czwartorzędowych z infiltrującą wodą sprzyjają wietrzeniu minerałów pierwotnych (m.in. glinokrzemianów), rozpuszczaniu węgla wapnia i wymianie jonowej (Górski 1981; Dąbrowski i in. 2004; Macioszczyk, Dobrzyński 2007). Procesy te prowadzą do uwalniania jonów (m.in.: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ i HCO_3^-), a także związków żelaza i manganu, które ługowane przez infiltrującą wodę powodują zmiany odczynu i mineralizacji ogólnej wód podziemnych.

Ważną rolę w kształtowaniu składu chemicznego wód podziemnych odgrywa występująca w osadach materia organiczna (Górski 1981, 1989; Dragon 2008), która stanowi źródło dostawy składników mineralnych i kwasów humusowych. Wpływa ona również na potencjał redukcyjno-oksydacyjny i odczyn środowiska geochemicznego, a w rezultacie modyfikuje przebieg procesów hydrogeochemicznych. Zróżnicowana ilościowo i jakościowo materia organiczna występuje w poziomach próchnicznych gleb, namulach mineralno-organicznych i torfach w dolinach rzecznych, w zagłębieniach wytopiskowych na wysoczyznach i sandrach oraz w niszach źródłiskowych (por. rozdz. 8). Wody przesączające się przez te osady powodują wymywanie produktów rozkładu materii organicznej. Z badań eksperymentalnych przeprowadzonych przez G. Szpikowską (2005, 2007b) na pięciu typach gleb w dorzeczu Parsęty wynika, że gleby torfowo-murszowe charakteryzują się

największą średnią zasobnością łatwo dostępnych składników chemicznych pochodzących z roztworu glebowego i uwalnianych w wyniku wymiany jonowej. Warstwa akumulacyjno-próchnicza gleb torfowo-murszowych, a także gleb gruntowo-glejowych stanowi zatem ważne źródło dostawy między innymi jonów: SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ i Mg^{2+} . Poza tym obecność materii organicznej kształtuje warunki utleniająco-redukcyjne w wodach i wpływa na różnokierunkowe przemiany biochemiczne oraz zmiany stężeń takich jonów, jak azot, żelazo i mangan.

Zatem, w obrębie samych nisz źródłiskowych osady z udziałem materii organicznej, często silnie uwodnione, stanowią ważne źródło dostawy rozpuszczalnych związków. W obszarach źródłiskowych mineralizacja materii organicznej kontrolowana jest przez: rodzaj jej składników, temperaturę, warunki tlenowe, pH i potencjał redoks (Eh) oraz udział mikroorganizmów (Grootjans i in. 1999; Wołejko 2000b; Żurek 2002). Produkty rozkładu wymywane są przez płytko występujące wody zaskórne oraz w okresach wysokiego położenia zwierciadła wód podziemnych. Wahania poziomu wód podziemnych sprzyjają także zmienności warunków tlenowych i potencjału utleniająco-redukcyjnego, a przebiegające w tych warunkach procesy biochemiczne prowadzą do zmian stężeń biogenów w wodach drenowanych i odpływających z nisz źródłiskowych (Jekatierynczuk-Rudczyk 2003), m.in.: rozpuszczonych związków węgla organicznego, różnych form azotu, siarki i organicznych form fosforu. Do procesów mających wpływ na kształtowanie się jakości wód podziemnych na obszarze młodogłębocjalnym można zatem zaliczyć: rozkład materii organicznej, redukcję siarczanów i azotanów, utlenianie siarczków oraz sorpcję chemiczną i wymianę jonową.

Udział biosfery w kształtowaniu chemizmu wód powierzchniowych w obszarach źródłiskowych następuje poprzez transpirację, która prowadzi do wzrostu stężenia jonów w płytkich wodach podziemnych. W okresie wegetacyjnym ma miejsce również pobieranie związków biogenych przez roślinność (sorpcja biologiczna). Rośliny selektywnie zużywają z wody takie jony, jak: K^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , co powoduje względny wzrost stężeń pozostałych makroskładników. Natomiast woda wzbogacana jest zwłaszcza w okresie jesiennym w składniki chemiczne pochodzące z mineralizacji obumarłych szczątków roślinnych. Źródłem dostawy są szybko rozkładające się makrofity zanurzone, liście roślin zielnych o średnim tempie rozkładu i wolno rozkładające się liście drzew, w tym liście powszechnie występującej olszy czarnej. Większość procesów wymywania zachodzi zwłaszcza w ciągu pierwszych kilku dni, a ilość substancji rozpuszczonych dostających się do wód cieków jest uzależniona od wcześniejszego wymycia jonów z liści przez opady (Allan 1998). Roślinność wymusza także akumulację transportowanych przez wodę osadów. Zdeponowana zawiesina z udziałem materii orga-

nicznej sprzyja retencji biogenów, pełniąc rolę bufora w stosunku do składników chemicznych docierających do niszy z wodami podziemnymi (m.in. Michalska 2003a).

Stopień zmian chemizmu wód podziemnych i powierzchniowych w wyniku zanieczyszczeń antropogenicznych uzależniony jest nie tylko od wielkości antropopresji, ale także od uwarunkowań przyrodniczych. Południowa część dorzecza Parsęty charakteryzuje się rolniczo-leśnym typem użytkowania (por. podrozdz. 4.3.4 i 4.4.3), z rozproszoną siecią osadniczą. Największymi potencjalnymi ogniskami zanieczyszczeń środowiska na tym terenie są dwa ośrodki miejskie – uzdrowisko Połczyn Zdrój (ok. 10 tys. mieszk.) i Barwice (ok. 4 tys. mieszk.). Negatywne skutki dla jakości wód podziemnych miało założenie w wioskach wodociągów przy braku sieci kanalizacyjnej (np. we wsi Wielawino). Ścieki bywają wówczas odprowadzane do szamb, bezpośrednio do podłoża lub funkcję szamba przejmuje nieczynna studnia gospodarska. Obserwacje w studniach kopanych na obszarze badań potwierdzają istotny wpływ lokalnych ognisk zanieczyszczeń na jakość płytkich wód podziemnych (Mazurek 2007). Ta niekorzystna sytuacja uległa poprawie na początku XXI w., między innymi w północno-wschodniej części zlewni (gmina Grzmiąca) wskutek założenia sieci kanalizacyjnej podłączonej do oczyszczalni ścieków w Grzmiącej wód podziemnych.

Rezultatem oddziaływania antropopresji są: większe zróżnicowanie stężeń jonów w wodach podziemnych, zmiana naturalnych typów hydrochemicznych wód i pogarszanie jakości wód w strefach drenażu.

6.2. Chemizm wód drenowanych ze zlewni 00

6.2.1. Zróżnicowanie przestrzenne

W trakcie kartowania hydrochemicznego w południowej części dorzecza Parsęty w 2004 r. w obszarach źródłiskowych o rozproszonych wypływach wód podziemnych pomiarami obejmowano najwydajniejszy wypływ. Próby pobrane w miejscu wypływu wody na powierzchnię uznano za reprezentatywne dla właściwości fizykochemicznych danego poziomu wód podziemnych. Z 88 badanych obszarów źródłiskowych pobrano 92²¹ próbki z wypływów wód podziemnych (źródła, wycieki). Ich wody charakteryzują się przewodnością elektrolityczną właściwą (PEW) wynoszącą średnio 399 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (tab. 11, ryc. 42), z czego 93,5% to wartości przewodności z przedziału od 250 do

²¹ Z obszaru źródłiskowego na stanowisku Wielawino 1 pobrano próbki wody z czterech nisz źródłiskowych, natomiast na stanowisku Żarnowo 1 z dwóch nisz źródłiskowych.

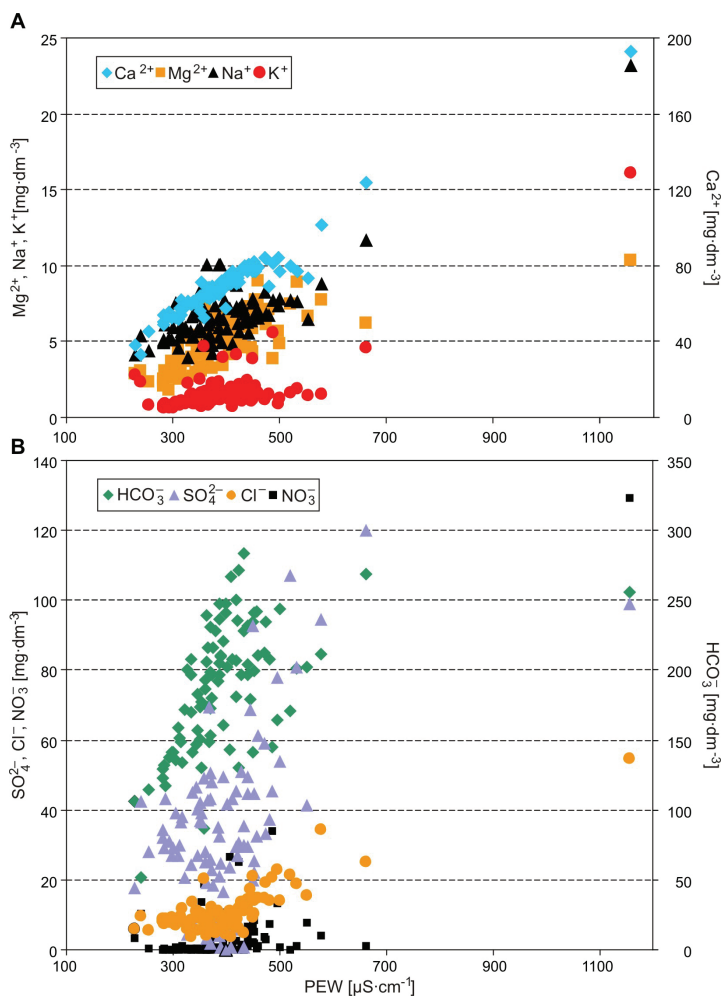
550 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Najwyższe wartości PEW, wynoszące 577, 661 i 1156 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ odpowiednio w obszarze źródłiskowym Kazimierzewo 1, Koprzywno 4 i Piaskowa Góra 1, wynikają z dostawy zanieczyszczeń bytowych i rolniczych. W składzie jonowym dominują jony wodorowęglanowe (stanowią 32,3–96,8% sumy anionów) i wapniowe (73,6–87,8% sumy kationów), ale również znaczący udział mogą mieć siarczany (0,1–39,2% sumy anionów).

Wysokie wartości współczynników korelacji dla zależności Ca^{2+} - TOG ($r = 0,98$, $\alpha \leq 0,001$), przy niższych dla HCO_3^- - TOG ($r = 0,60$, $\alpha \leq 0,001$) i Ca^{2+} - HCO_3^- ($r = 0,54$, $\alpha \leq 0,001$), pozwalają sądzić, że twardość ogólna (TOG) wód (2,05–10,38 meq \cdot dm $^{-3}$) w badanych wodach jest nie tylko rezultatem rozpuszczania węglanu wapnia. Wskaźnik $r_{\text{Ca}^{2+}}/r_{\text{HCO}_3^-}$ w 85 wypływach był większy od 1. Wskazuje to, iż wapń w wodach podziemnych był związany także z siarczanami, chlorkami lub azotanami. Na podstawie przeprowadzonej analizy pobranych próbek sądzić można, że na kształtowanie się równowagi hydrogeochemicznej wód wpływ mają nie tylko procesy rozpuszczania minerałów węglanowych, ale także dostawa ze źródeł biogenicznych lub antropogenicznych.

Tabela 11. Parametry fizykochemiczne wypływów wód podziemnych w obszarach źródłiskowych podczas kartowania hydrochemicznego we wrześniu 2004 r.

Parametry	Jednostka	Średnia	Mediana	Min.	Maks.	Rozstęp	SD	Cv [%]	N
Tw	[°C]	10,3	10,1	8,0	13,0	5,0	1,0	10,0	88
pH*	[-]	7,87	7,89	7,16	8,46	1,30	0,26	3,3	90
O ₂	[mg \cdot dm $^{-3}$]	7,6	8,2	0,6	9,9	9,3	2,3	29,9	89
TOG	[meq \cdot dm $^{-3}$]	3,89	3,82	2,05	10,38	8,33	1,00	25,7	92
Ca ²⁺	[mg \cdot dm $^{-3}$]	69,3	68,6	33,4	192,6	159,2	18,0	26,0	92
Mg ²⁺		5,1	5,0	1,8	10,3	8,5	1,7	33,3	92
Na ⁺		6,7	6,5	4,0	23,2	19,2	2,2	33,3	92
K ⁺		1,7	1,4	0,6	16,1	15,5	1,8	100,9	92
HCO ₃ ⁻		189,0	196,7	51,9	283,7	231,8	45,2	23,9	92
Cl ⁻		11,0	9,3	3,6	54,7	51,1	7,0	63,4	92
SO ₄ ²⁻		35,3	32,3	0,1	120,1	120,0	23,8	67,4	92
NO ₃ ⁻		11,2	1,1	0,0	323,0	323,0	36,1	323,0	92
Fe ²⁺ /Fe ³⁺		0,18	0,13	0,03	1,20	1,17	0,18	100,6	92
Mn ²⁺		0,06	0,04	0,00	0,30	0,30	0,06	100,0	92
SiO ₂		12,8	12,9	6,3	21,2	14,9	3,2	25,3	92
PEW	[$\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$]	398,3	386,0	229,0	1156,0	927,0	108,4	27,2	92

Rozstęp – różnica pomiędzy wartością maksymalną a minimalną, SD – odchylenie standardowe, Cv – współczynnik zmienności, N – liczba prób; * – średnia wartość pH obliczona z wykorzystaniem zależności: $\text{pH} = -\log_{10}[\text{H}^+]$

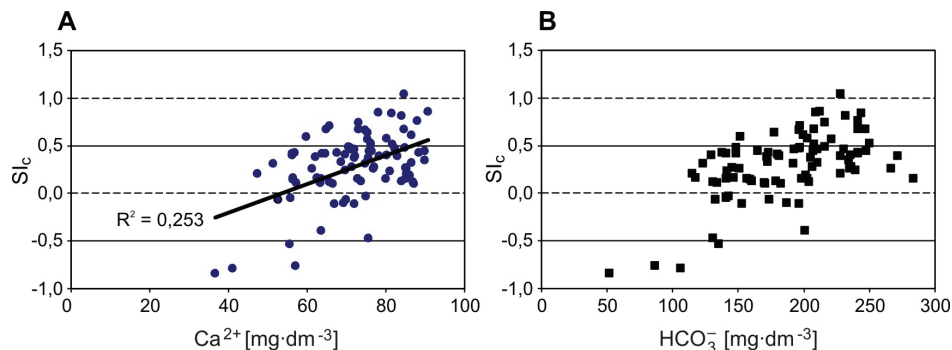


Ryc. 42. Zróżnicowanie stężeń kationów (A) i anionów (B) w stosunku do przewodności elektrycznej właściwej (PEW) w 92 wypływach wód podziemnych w badanych obszarach źródłiskowych

Wskaźnik nasycenia wody względem kalcytu (SI_c ; *saturation index*; Krawczyk 1996), który jest miarą równowagi układu węglanowego, w badanych wypływach wód podziemnych w trakcie kartowania hydrochemicznego we wrześniu 2004 r. mieścił się w granicach od $-0,84$ do $1,04$, średnia to $0,29$ (nie uwzględniono wyników pomiarów ze stanowisk Piaskowa Góra 1, Koprzywno 4 i Kazimierzewo 1, w których jakość wód pozostaje pod silnym wpływem antropogenicznym). Wartości SI_c poniżej zera reprezentujące wody agresywne stwierdzono na 13 stanowiskach (14,8%), natomiast w pozosta-

łych (85,2%) wystąpił wskaźnik o wartościach powyżej 0. Wpływy w południowej części dorzecza Parsęty o dodatnim wskaźniku SI_c charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem stężeń jonów (ryc. 43): Ca^{2+} ($45\text{--}84\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) i HCO_3^- ($115\text{--}284\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$). Dla całego badanego zbioru danych pomiędzy wskaźnikiem SI_c a stężeniami Ca^{2+} istnieje wprost proporcjonalna zależność o współczynniku korelacji $r = 0,50$ (ryc. 43A). Badania w źródłach karpackich z przebiegającymi współcześnie wytrąceniami węglanów wskazują na szeroki zakres stężeń wapnia, przy których proces ten obserwowano, bowiem już od $50\text{--}60\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Smieja, Smieja-Król 2007) do $90\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, a nawet $250\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ w przypadku nadbudowywania pokładów martwicy wapiennej (Hajek i in. 2002). Jednak na badanych stanowiskach, nawet o najwyższych zawartościach jonów Ca^{2+} i HCO_3^- , nie stwierdzono widocznych oznak wytrącania węglanu wapnia.

Drugim ważnym anionem wymagającym uwzględnienia w typie hydrochemicznym wód (powyżej 20% sumy anionów) na badanym terenie jest anion siarczanowy, którego naturalnym źródłem dostawy są produkty rozkładu materii organicznej ługowane przez infiltrujące wody. Jego stężenie na 80,4% stanowisk mieści się w zakresie tła hydrogeochemicznego, czyli od



Ryc. 43. Zależności między wskaźnikiem nasycenia wody wobec kalcytu (SI_c) a stężeniem jonów wapniowych Ca^{2+} (A) i jonów wodorowęglanowych HCO_3^- (B)

$5\text{ do }60\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. Wysokie stężenia SO_4^{2-} , powyżej $60\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, powiązane z wysokimi stężeniami jonów chlorkowych, sodowych i potasowych (ryc. 42), zanotowano na stanowiskach pozostających pod silnym wpływem zanieczyszczeń bytowych i rolniczych. Uwagę zwracają także stanowiska o bardzo niskich stężeniach siarczanów (Parsęta 1, Przybkowo 2, Radomyśl 3). Wody tych wpływów o charakterystycznym, łatwo wyczuwalnym zapachu H_2S , cechuje również niska zawartość rozpuszczonego tlenu (Mazurek

2007). Takie cechy wody uznano za wskaźnik ich występowania w warunkach redukcyjnych, w których mają miejsce procesy desulfatacji prowadzące do wzbogacenia wód podziemnych w H_2S kosztem SO_4^{2-} (Macioszczyk, Dobrzyński 2007). W warunkach znacznego obniżenia potencjału redoks pod wpływem materii organicznej, siarkowodoru lub żelaza dwuwartego może także następować redukcja azotanów do jonów amonowych (Żurek 2002). Z procesem tym wiąże się zapewne brak azotanów przy występowaniu NH_4^+ w wodach źródeł basenowych (stanowisko Parsęta 1 i Radomyśl 3). W wypływach o stężeniach NO_3^- poniżej $1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i ubogich w tlen azot mineralny poza postacią $N-NO_3^-$ i $N-NO_2^-$ występuje także w formie $N-NH_4^+$ (Mazurek 2007).

Wyznacznikiem stanu chemicznego wód podziemnych zasilających odcinki źródłiskowe cieków oraz stopnia ich przekształcenia antropogenicznego jest przynależność wypływów do następujących typów hydrochemicznych według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego (Macioszczyk 1987):

- wodorowęglanowo-wapniowego (54 wypływy, 58,7%),
- wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowego (34 wypływy, 38%),
- wodorowęglanowo-azotanowo-wapniowego (2 wypływy),
- azotanowo-wodorowęglanowo-wapniowego (1 wypływ).

Wody dwóch pierwszych typów (96,7%) uznane są za charakterystyczne dla strefy hipergenezы (Macioszczyk, Dobrzyński 2007), a także dla pojeziernej strefy młodoglacjalnej zbudowanej z osadów polodowcowych zasobnych w węglan wapnia (Gołębiewski 1981; Maruszczak 1991; Kostrzewski i in. 1993, 1994; Nowakowski i in. 1996; Paczyński, Sadurski 2007). Wody trzech wypływów z uwagi na wyczuwalny zapach H_2S zaliczono do podtypu wodorowęglanowo-wapniowego z siarkowodorem. Nieliczna część wypływów (3,3%) w trakcie kartowania hydrochemicznego w 2004 r. należała do dwóch ostatnich typów z udziałem azotanów, które świadczą o lokalnym silnym oddziaływaniu na jakość wód podziemnych ścieków bytowych i zanieczyszczeń związanych z hodowlą zwierząt. Maksymalne stężenie jonów NO_3^- zanotowano w 2004 r. na stanowisku Piaskowa Góra 1 – $323 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Było ono skutkiem dopływu wody podziemnej z obszaru alimentującego zanieczyszczonego przez ścieki hodowlane. W prawie 50% badanych zlewni zerowego odpływu występują obszary intensywnie lub ekstensywnie wykorzystywane rolniczo jako grunty orne lub użytki zielone. Ten typ zagospodarowania zlewni wiąże się z dostawą do wód podziemnych zanieczyszczeń obszarowych, które stanowią wymywane składniki nawozów mineralnych i gnojowicy. Ich rozprzestrzenianiu sprzyja płytkie położenie i brak izolacji lokalnych zbiorników wodonośnych oraz dobre warunki migracji jonów w osadach piaszczysto-żwirowych, w których nie występują procesy sorpcyjne.

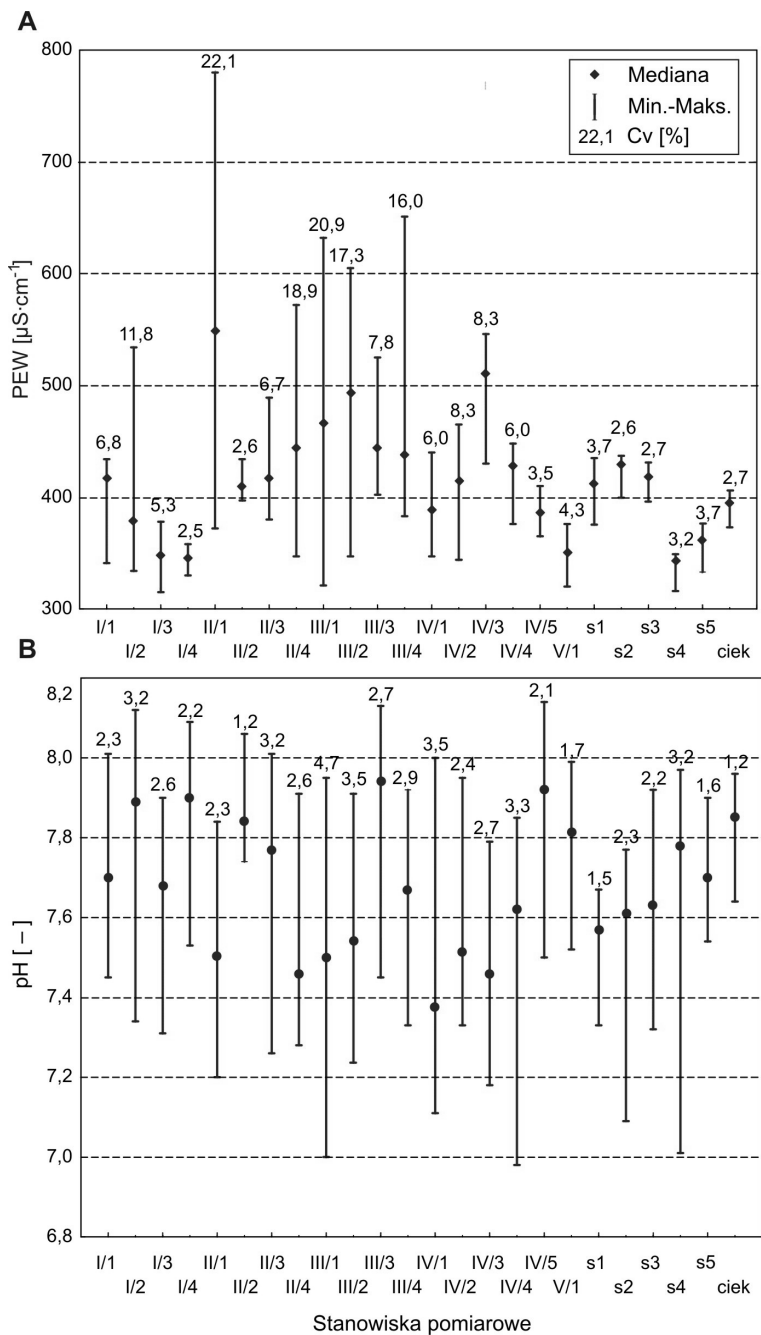
6.2.2. Zróżnicowanie hydrogeochemiczne wód w niszy źródłiskowej na przykładzie stanowiska Iwin 5

Charakterystyczną cechą obszarów źródłiskowych południowego dorzecza Parsęty jest występowanie w jednej niszy źródłiskowej kilku typów wypływów wód podziemnych (źródeł, wycieków i wysięków), których wody mają zróżnicowane parametry fizykochemiczne. Zróżnicowanie to może występować nawet w przypadku niszy źródłiskowej o małej powierzchni (Stach 2003; Stolarska, Moniewski 2007; Ziulkiewicz 2007). Badania rozkładu przestrzennego przewodności właściwej prowadzone przez G. Michalską (2003a) na stanowisku Nowy Chwalim 2 o powierzchni 75 m² wykazały występowanie dwóch odmiennych hydrochemicznie stref wypływów. W części środkowej niszy na powierzchnię wydobywają się wody gruntowe o wysokiej mineralizacji, a na obrzeżach eksfiltrują niskozmineralizowane wody spływu śródpokrywowego.

Na wysoczyznach morenowych w południowej części dorzecza Parsęty występuje często kilka małych zbiorników wód podziemnych między innymi w piaszczystych przewarstwieniach glin morenowych czy w przypowierzchniowych piaskach lodowcowych zalegających na glinie morenowej. Ich wody mogą wykazywać odmienne parametry fizykochemiczne (Michalska 2003a; Stach 2003). Poza tym w strefach płytko położonego zwierciadła wód podziemnych w wyniku zmian wilgotności rozrastają się obszary nasyczone, z którymi wiąże się wystąpienie spływu powierzchniowego nasyczonego, a przy sprzyjającej budowie geologicznej i topografii zboczy niszy także spływu śródpokrywowego. Kształtowanie się składu chemicznego i spływu jonowego następuje wówczas w wyniku mieszania się wód docierających z różnych części niszy źródłiskowej.

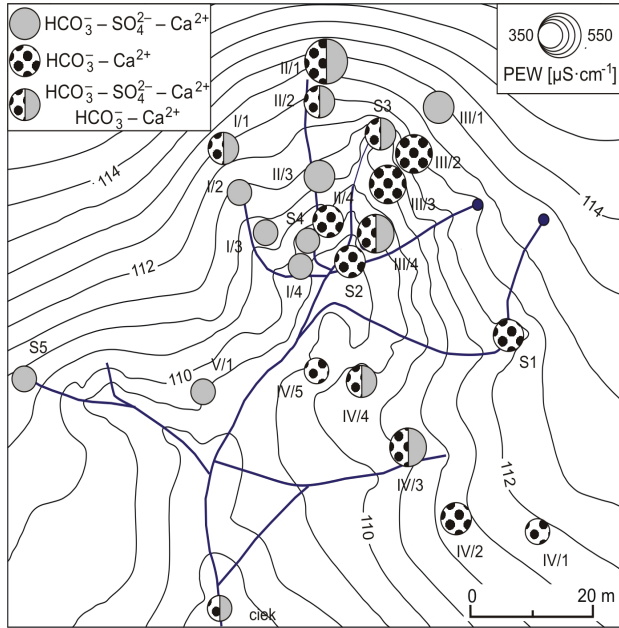
Zróżnicowanie przestrzenne i czasowe parametrów fizykochemicznych wód podziemnych stanowiło przedmiot rocznych obserwacji w obrębie stanowiska Iwin 5. Ten obszar źródłiskowy zlokalizowany jest na skłonie wysoczyzny morenowej rozciętej doliną odpływu wód roztopowych (por. ryc. 24, rozdz. 4). Nisza źródłiskowa o powierzchni 0,05 ha wykształcona jest w serii piasków deluwialnych i lodowcowych podścielonych gliną morenową (por. rozdz. 8). Na zboczach niszy występują płyty osadów mineralno-organicznych i humotorfu.

Właściwości fizykochemiczne - PEW i pH - pierwszego poziomu wód podziemnych badane w piezometrach i źródłach (lokalizacja miejsc pomiarów por. ryc. 5) charakteryzuje znaczne zróżnicowanie (ryc. 44). W niszy występują wody podziemne o średniej przewodności właściwej w zakresie od 345 do 560 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Wartości powyżej 420 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ odnotowywane są

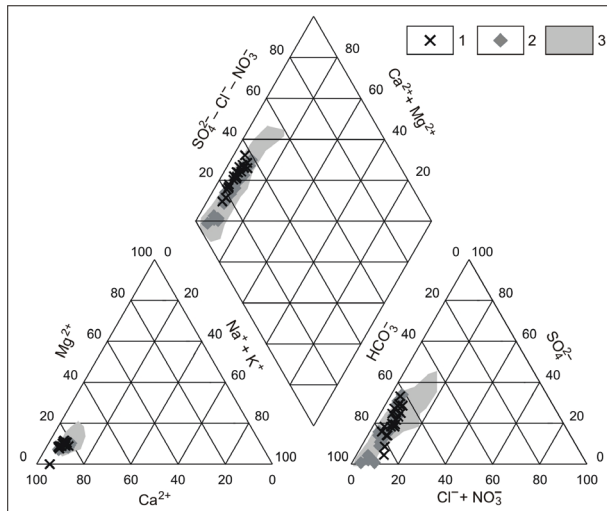


Ryc. 44. Zmienność przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) (A) oraz pH (B) wód podziemnych i wód źródeł na stanowisku Iwin 5 od lipca 2004 do czerwca 2005 r.

Cv – współczynnik zmienności [%]



Ryc. 45. Rozkład przestrzenny średniej przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) i typów hydrochemicznych wód podziemnych oraz wód źródeł w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5 14.09.2004 i 30.04.2005 r.



Ryc. 46. Chemizm wód podziemnych i powierzchniowych w niszy źródłiskowej Iwin 5 14.09.2004 (1) i 30.04.2005 (2) na tle chemizmu wypływów wód podziemnych na obszarze badań podczas kartowania hydrochemicznego we wrześniu 2004 r. (3)

w piezometrach zlokalizowanych w osiowej części niszy (profile piezometrów II i III) i środkowej części profilu IV. Natomiast najmniejszym zróżnicowaniem przewodności właściwej charakteryzowały się wody w piezometrach: I/3, I/4, II/2, IV5 i V1 (ryc. 44, 45). Odczyn wód gruntowych podczas obserwacji pozostawał w zakresie od 7,0 do 8,2, charakteryzując się znacznie mniejszym zróżnicowaniem niż PEW, bowiem nie przekraczał 5% (ryc. 44).

Opierając się na dwukrotnie przeprowadzonych analizach składu chemicznego wód pobranych w piezometrach i źródłach, stwierdzono, że w składzie jonowym wśród kationów utrzymuje się przewaga jonów wapniowych przy różnych stosunkach ilościowych pomiędzy anionami wodorowęglanowymi i siarczanowymi (ryc. 46). Uzyskane wyniki analiz wód podziemnych mieszczą się w zakresie stężeń charakterystycznych dla wypływów wód podziemnych w trakcie kartowania hydrochemicznego we wrześniu 2004 r. Wody podziemne z najwyższymi koncentracjami wapnia, magnezu, wodorowęglanów oraz zjonizowanej krzemionki występują w: dwóch źródłach (S1, S2), piezometrach zlokalizowanych w profilu IV (IV/3, IV/4) oraz najgłębszych z piezometrów w profilach II i III (II/1 i II/4, III/2, III/3 i III/4). Wypływ ze źródła S1 podczas obserwacji dostarczał średnio 40% wód odpływających ze strefy źródłiskowej i około 43% ładunku materiału rozpuszczonego.

Wody ujmowane w piezometrach: I/2, I/3, I/4, V/1 oraz wypływające ze źródeł S4 i S5 charakteryzują się najniższymi wartościami przewodności właściwej, natomiast wzbogacone są w jony siarczanowe w ilościach od 31 do 79 mg · dm⁻³ (typ wód: HCO₃⁻-SO₄²⁻-Ca²⁺, ryc. 45).

Wahania zwierciadła wód gruntowych wpływają na okresowe zmiany przynależności badanych wód w piezometrach do dwujonowych lub trójjonowych typów hydrochemicznych (ryc. 45). Wody stanowisk: I/1, II/2, II/3, III/1, IV/1, IV/2 i S3 wykazywały zmienne właściwości fizykochemiczne w zależności od głębokości zalegania zwierciadła wód gruntowych. W okresie zimowo-wiosennym poziom wody w piezometrach stabilizował się w strefie osadów mineralno-organicznych i w warstwie humotorfu, co miało wpływ na skład chemiczny wody.

Wody cieku także wykazywały zmienną okresowo przynależność do dwóch typów hydrochemicznych HCO₃⁻-Ca²⁺ oraz HCO₃⁻-SO₄²⁻-Ca²⁺ (ryc. 45, 46). Zmiany chemizmu wód opuszczających niszę źródłiskową odzwierciedlają udział różnych źródeł dostawy wody i składników rozpuszczonych ze zlewni zerowego odpływu i z wnętrza niszy.

Należy także zwrócić uwagę na stężenia azotanów, które w większości pobranych próbek są poniżej 1 mg · dm⁻³, tak jak w badanych wypływach wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty (mediana w tab. 11). W zlewni 00 obszaru źródłiskowego Iwin 5 obecnie brak bezpośrednich ognisk zanieczyszczeń, bowiem zlewnia kilkanaście lat temu została zalesiona

i pokrywa ją młodnik brzozowy oraz sosnowy. Jednocześnie w wodach kilku piezometrów (I/3, II/3, III/2 oraz IV/2 i IV/3) stwierdzono zawartość NO_3^- w zakresie od 2 do 9 $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. W tym przypadku źródeł dostawy azotanów, poza dopływem atmosferycznym, można upatrywać w produktach procesów biogeochemicznych zachodzących w strefie aeracji. R. Kruszyk (1999, 2007) wysokie stężenia azotanów w wodach podziemnych w siedlisku lasu łęgowego wiąże z występowaniem olszy czarnej. Również w przypadku badanego obszaru źródłiskowego można zaobserwować, że rozkład przestrzenny stężeń NO_3^- jest pod wpływem rosnących na zboczach niszy olsz czarnych. Symbiotyczne bakterie na korzeniach olszy czarnej mają zdolność wiązania azotu atmosferycznego, dzięki czemu wzbogacają całą biocenozę w ten makroelement, a w rezultacie prowadzą do wzrostu dostawy ładunku związków azotu do wód (Białobok i in. 1980). Poza tym olsza czarna stanowi gatunek drzewa, który w niewielkim stopniu wycofuje biogeny przed zrzućciem liści na zimę, zatem duża ilość zasobów mineralnych pobranych w ciągu sezonu wegetacyjnego przechodzi do ściółki (Białobok i in. 1980) lub bezpośrednio dostaje się do wody cieków. Liście olszy łatwo ulegają dekompozycji jesienią, co powoduje szybkie, bo zaledwie w ciągu kilku dni, wymywanie rozpuszczalnych substancji organicznych (Allan 1998). Efekt wymycia i wzrostu stężeń azotanów pochodzących z obiegu biologicznego w badanej niszy można rozpatrywać w aspekcie czasowym, jak i przestrzennym.

Warto zwrócić uwagę na składniki podrzędne w składzie chemicznym wód źródłiskowych. Przykładem na stanowisku Iwin 5 jest obserwowane zróżnicowanie stężeń żelaza od 0,02 do 0,73 $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, które należy wiązać z niewielkimi lokalnymi zmianami warunków hydrogeochemicznych, takich jak potencjał redoks i obecność materii organicznej. W sąsiedztwie źródeł S1, S2 i S5, w strefie zmiany warunków redukcyjnych na utleniające, następuje utlenianie żelaza dwudodatniego Fe^{2+} do trójdatniego Fe^{3+} i w wyniku tego wytrącanie wodorotlenków żelaza (por. rozdz. 8). Również obniżenie położenia zwierciadła wody gruntowej ułatwia reakcje żelaza z tlenem, w rezultacie wytrącenia żelaziste wyznaczają strefę wahania zwierciadła wód podziemnych w górnej części zboczy niszy.

Podsumowując, można stwierdzić, że ciek wypływający z niszy źródłiskowej Iwin 5 tworzą wody podziemne drenowane z wysoczyzny morenowej oraz wody zaskórne zasilane bezpośrednio przez wody opadowe w obrębie niszy źródłiskowej. Jakość wód napływających z różnych kierunków i głębokości do dna niszy uzależniona jest od zróżnicowania litofacjalnego osadów wysoczyzny morenowej. Natomiast skład chemiczny wód zaskórnych kształtuje zróżnicowana szata roślinna oraz cechy geochemiczne osadów strefy aeracji (zawartość materii organicznej, potencjał utleniająco-redukcyjny, obecność mikroorganizmów). W przypadku badanej niszy o uruchomieniu

różnych źródeł dostawy substancji rozpuszczonych decyduje także zmiana warunków hydrodynamicznych. Podniesienie się zwierciadła wód podziemnych lub okresowa obecność wód zaskórnych powoduje zawodnienie strefy aeracji, w rezultacie uruchomienie nagromadzonych łatwo rozpuszczalnych związków mineralnych pochodzących między innymi z rozkładu materii organicznej lub z wymiany jonowej. Natomiast w okresach rozrostu obszarów nasyconych na zboczach niszy eksfiltrujące na powierzchnię wody mogą być rozcieńczane przez wody opadowe lub roztopowe, co może wpływać na obniżenie mineralizacji w wodach ciekłu.

6.3. Kierunki przemian chemizmu wód powierzchniowych w obszarach źródliskowych

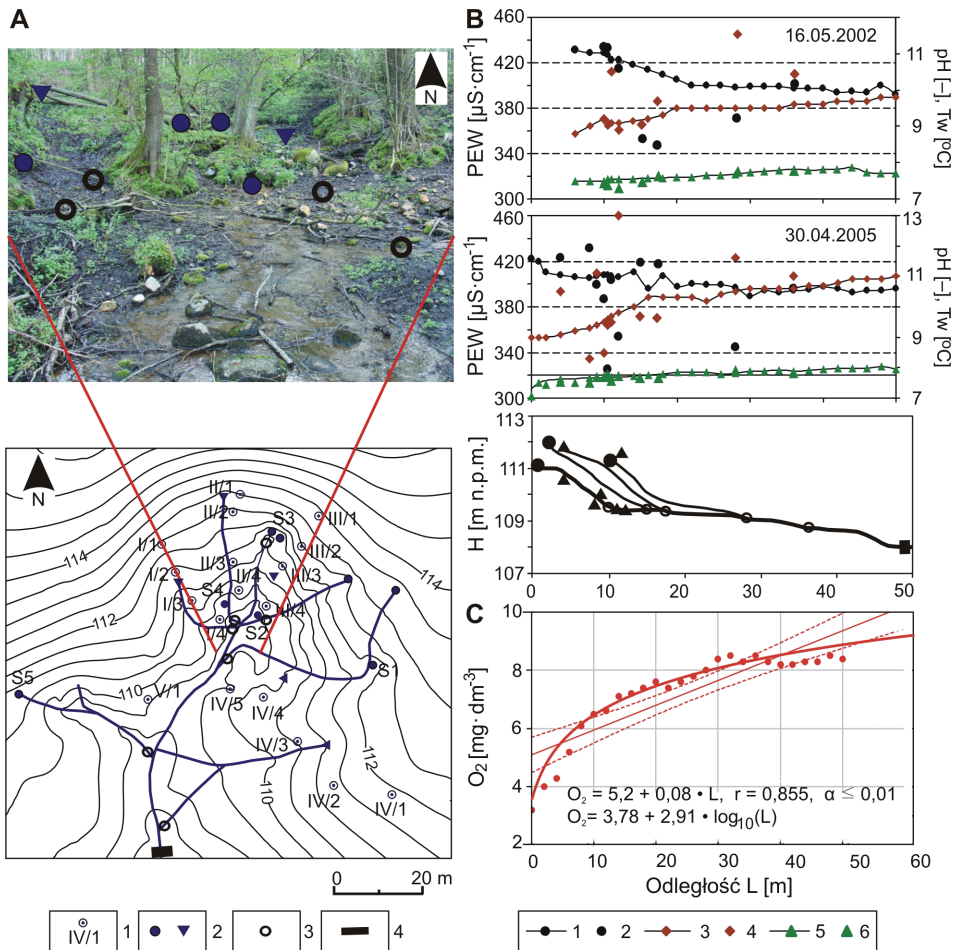
Z przeprowadzonych badań właściwości fizykochemicznych wód podziemnych wynika, że w obszarze źródliskowym występują wody podziemne o różnych parametrach, które mieszają się w obrębie dna niszy. Skład chemiczny wód w powstającym ciekłu zależy od wydajności poszczególnych źródeł zasilania niszy. Jednakże zmiany chemizmu wód mogą następować także w początkowym odcinku ciekłu źródliskowego (Chapman i in. 1993), czyli w podsystemie początku koryta. Przeprowadzone przez A. Stacha (2003) badania w mikrozewni w dorzeczu Parsęty²² wskazują na progresywne zmiany cech fizykochemicznych wody na krótkim odcinku ciekłu (160 m). Zmiany uznano za wynik funkcjonowania kilku odmiennych genetycznie źródeł zasilania i ich różnego udziału w kształtowaniu odpływu rzecznoego. Cytowane badania wód w Chwalimskim Potoku przeprowadzone przez G. Michalską (2003a) obrazują skokową zmienność mineralizacji w niszy źródliskowej, a następnie niewielkie zmiany w profilu podłużnym ciekłu źródliskowego. W ciekach różnych rzędów w zlewni górnej Parsęty A. Stach i in. (2003a, b) stwierdzili podobne zmiany właściwości fizykochemicznych wód wzdłuż biegu cieków, które wykazują największą dynamikę w początkowych kilkuset metrach.

6.3.1. Profilowanie hydrochemiczne

Wyniki profilowania hydrochemicznego w sześciu obszarach źródliskowych wskazują na znaczne zróżnicowanie przestrzenne analizowanych parametrów fizykochemicznych wód cieków w obszarach źródliskowych (ryc. 47–

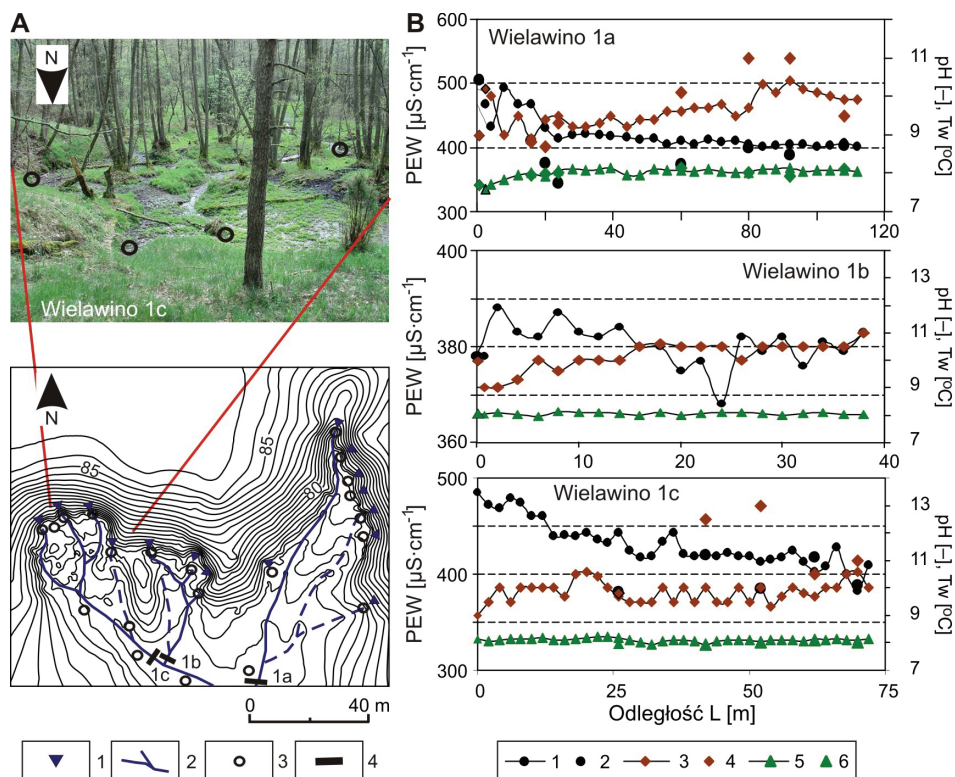
²² Mikrozewnia obejmuje obszar źródliskowy na stanowisku Radomyśl 7.

50). Zmiana jakości wód podziemnych drenowanych i tworzących odpływ rzeczny w obrębie nisz źródłkowych przybiera różne kierunki (ryc. 51). Wielkość przekształceń może nawiązywać do sezonowej aktywności róż-



Ryc. 47. Profilowanie hydrochemiczne w niszy źródłkowej na stanowisku Iwin 5: A - lokalizacja stanowisk pomiarów właściwości fizykochemicznych wód podziemnych i powierzchniowych w niszy źródłkowej, B - zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW), pH wody i temperatury wody (Tw) w profilu podłużnym cieku w niszy źródłkowej Iwin 5 (16.05.2002 i 30.04.2005), C - model zależności stężenia tlenu O_2 od zmiany długości cieku (L) 30.04.2005 r.

A: 1 - piezometry, 2 - źródła i wycieki, 3 - stanowisko pomiarowe w cieku, 4 - stanowisko pomiarowe okresowych; B: 1 - przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) wody w głównym cieku, 2 - przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) wody w dopływach, 3 - temperatura wody (Tw) w głównym cieku, 4 - temperatura wody (Tw) w dopływach, 5 - pH wody w głównym cieku, 6 - pH wody w dopływach

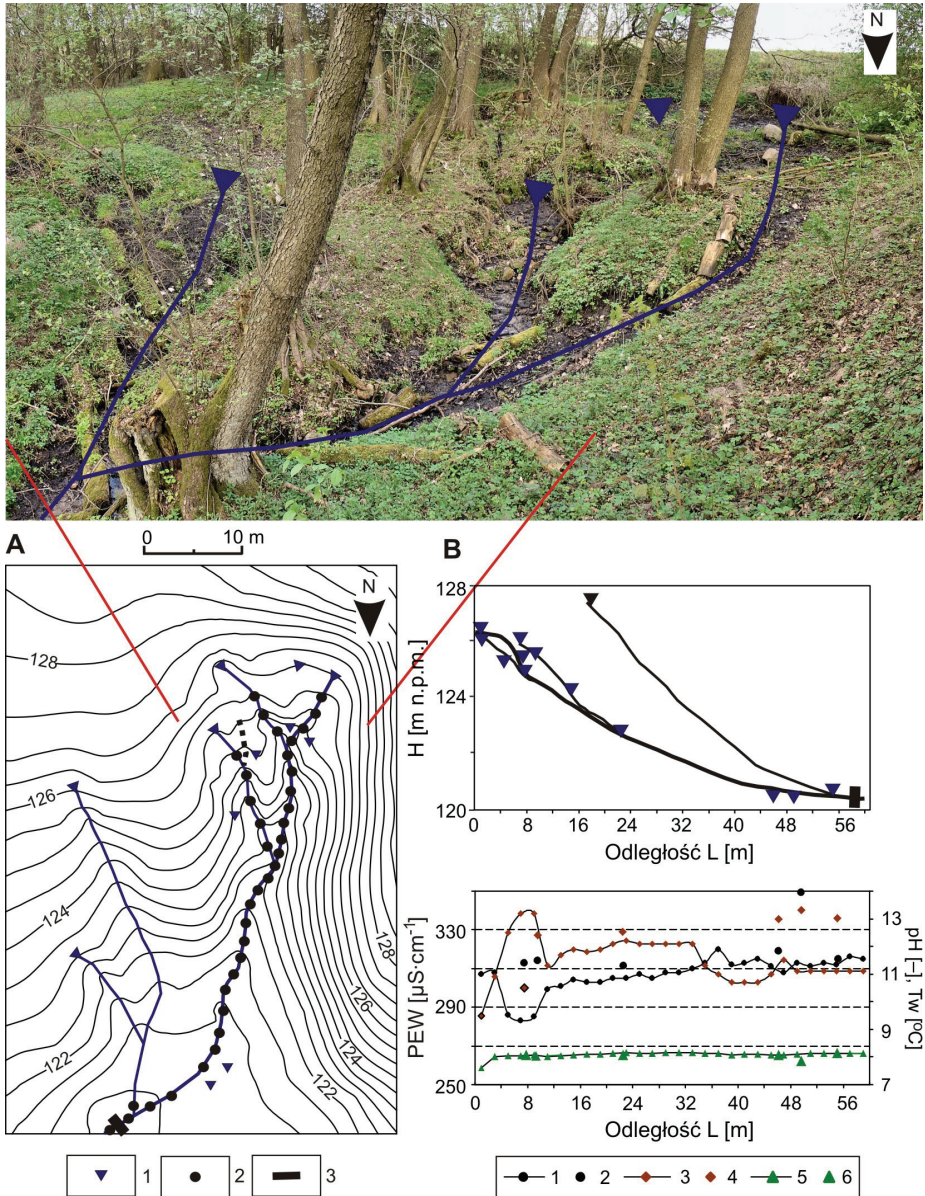


Ryc. 48. Profilowanie hydrochemiczne w obszarze źródliskowym na stanowisku Wielawino 1: A - lokalizacja stanowisk pomiarów właściwości fizykochemicznych wód podziemnych i powierzchniowych w niszy źródliskowej, B - zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW), pH wody i temperatury wody (Tw) w profilu podłużnym cieków w niszach źródliskowych Wielawino 1a-c (23.06.2003)

A: 1 - wycieki, 2 - cieki objęte profilowaniem co 2 m lub co 4 m, 3 - stanowisko pomiarowe, 4 - stanowisko pomiarów okresowych; B: 1 - przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) wody w głównym cieku, 2 - przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) wody w dopływach, 3 - temperatura wody (Tw) w głównym cieku, 4 - temperatura wody (Tw) w dopływach, 5 - pH wody w głównym cieku, 6 - pH wody w dopływach

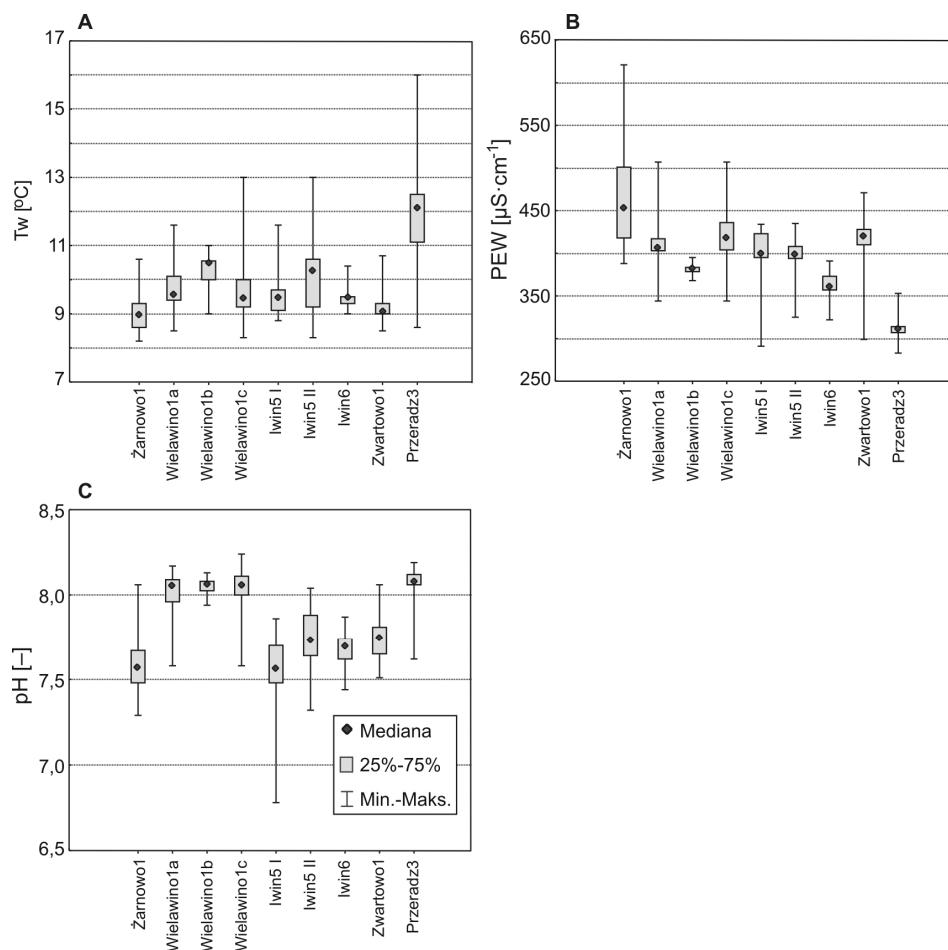
nych czynników oraz procesów fizycznych, chemicznych i biochemicznych w niszy źródliskowej.

Zmiany właściwości fizykochemicznych wody w profilach cieków następują przede wszystkim w wyniku osiągnięcia przez wypływające wody podziemne stanu równowagi fizykochemicznej w aktualnych warunkach atmosferycznych, co przejawia się zwłaszcza w zmianie temperatury wody, nasycenia wody tlenem czy ucieczce rozpuszczonego CO_2 . Wody podziemne o długim czasie przepływu w podłożu zawierają często minimalne ilości tlenu, którego stężenie zależy między innymi od: intensywności i szybkości



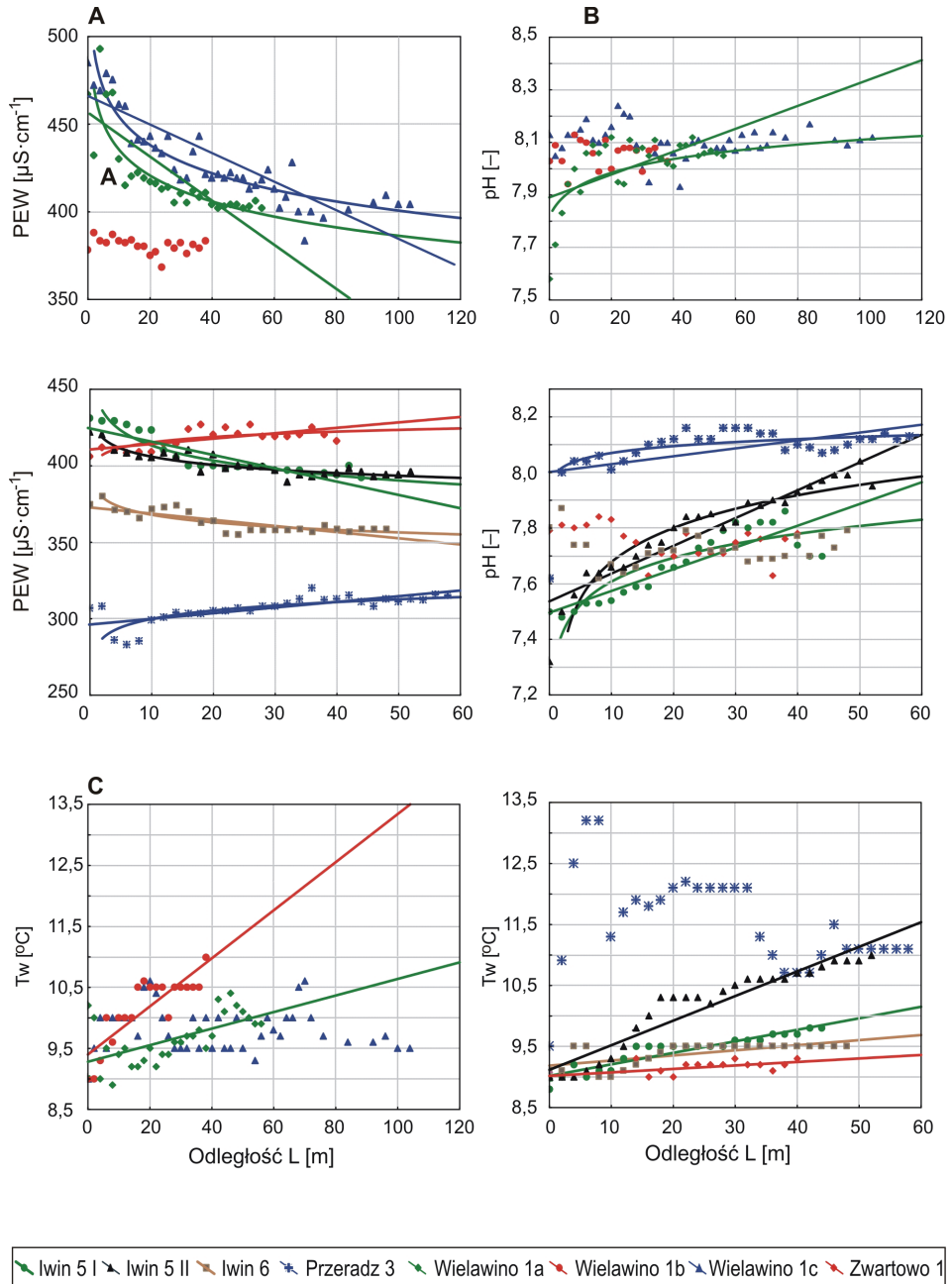
Ryc. 49. Profilowanie hydrochemiczne w niszy źródłiskowej na stanowisku Przeradz 3: A – lokalizacja stanowisk pomiarów właściwości fizykochemicznych wód w niszy źródłiskowej, B – zróżnicowanie przewodności elektrycznej właściwej (PEW), pH wody i temperatury wody (Tw) wzdłuż biegu głównego cieku oraz w wodach wypływów (1.05.2004)

A: 1 – wycieki, 2 – stanowisko pomiarowe, 3 – stanowisko pomiarów okresowych; B: 1 – przewodność elektryczna właściwa (PEW) wody w głównym cieku, 2 – przewodność elektryczna właściwa (PEW) wody w dopływach, 3 – temperatura wody (Tw) w głównym cieku, 4 – temperatura wody (Tw) w dopływach, 5 – pH wody w głównym cieku, 6 – pH wody w dopływach



Ryc. 50. Zakres zróżnicowania właściwości fizykochemicznych wód w niszech źródłiskowych na stanowiskach: Żarnowo 1, Wielawino 1a-c, Iwin 5 (I i II), Iwin 6, Zwartowo 1, Przeradz 3: A – temperatura wody (Tw), B – przewodność elektrolityczna właściwa (PEW), C – pH wody

wymiany wód infiltracyjnych, temperatury i prędkości przepływu oraz obecności substancji organicznej, której rozkład przebiega z wykorzystaniem zasobów tlenu rozpuszczonego w wodzie. W niszy źródłiskowej Iwin 5 (ryc. 47) woda w źródłach basenowych charakteryzowała się stężeniem tlenu rozpuszczonego poniżej $2 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Natomiast na początku cieku zawartość tlenu wynosiła około $3,2 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, a deficyt tlenowy został uzupełniony na odcinku kilkunastu metrów biegu strumienia tlenem atmosferycznym do $8,4 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$.



Ryc. 51. Modele zależności przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) (A), pH wody (B) i temperatury wody (T_w) (C) od zmiany długości cieku (L) w wybranych niszach źródłiskowych na stanowiskach: Wielawino 1a–c (23.06.2003), Przeradz 3 (1.05.2004), Zwartowo 1 (17.05.2002), Iwin 5: I (16.05.2002) i II (30.04.2005), Iwin 6 (16.05.2002)

Funkcje dla modeli z ryc. 51

Stanowisko	Model funkcji	Współczynnik korelacji r	Poziom istotności α
PEW			
Wielawino 1a	$PEW = 484,6 - 49,1 \cdot \log_{10}(L)$		
	$PEW = 449,8 - 1,1 \cdot L$	-0,769	$\alpha \leq 0,001$
Wielawino 1c	$PEW = 507,8 - 53,6 \cdot \log_{10}(L)$		
	$PEW = 459,6 - 0,7 \cdot L$	-0,855	$\alpha \leq 0,001$
Przeradz 3	$PEW = 281,5 + 18,3 \cdot \log_{10}(L)$		
	$PEW = 296,0 + 0,4 \cdot L$	0,732	$\alpha \leq 0,001$
Zwartowo 1	$PEW = 403,6 + 11,7 \cdot \log_{10}(L)$		
	$PEW = 410,4 + 0,34 \cdot L$	0,663	$\alpha \leq 0,001$
Iwin 6	$PEW = 384,5 - 16,5 \cdot \log_{10}(L)$		
	$PEW = 373,2 - 0,4 \cdot L$	-0,808	$\alpha \leq 0,001$
Iwin 5 I	$PEW = 446,0 - 32,7 \cdot \log_{10}(L)$		
	$PEW = 425,0 - 0,7 \cdot L$	-0,879	$\alpha \leq 0,001$
Iwin 5 II	$PEW = 423,8 - 17,8 \cdot \log_{10}(L)$		
	$PEW = 412,4 - 0,4 \cdot L$	-0,839	$\alpha \leq 0,001$
pH			
Wielawino 1a	$pH = 7,8 + 0,2 \cdot \log_{10}(L)$		
	$pH = 7,9 + 0,004 \cdot L$	0,599	$\alpha \leq 0,001$
Przeradz 3	$pH = 7,98 + 0,08 \cdot \log_{10}(L)$		
	$pH = 8,0 + 0,003 \cdot L$	0,5096	$\alpha \leq 0,05$
Iwin 5 I	$pH = 7,3 + 0,3 \cdot \log_{10}(L)$		
	$pH = 7,5 + 0,01 \cdot L$	0,873	$\alpha \leq 0,001$
Iwin 5 II	$pH = 7,3 + 0,38 \cdot \log_{10}(L)$		
	$pH = 7,5 + 0,01 \cdot L$	0,938	$\alpha \leq 0,001$
Tw			
Wielawino 1a	$Tw = 9,28 + 0,014 \cdot L$	0,584	$\alpha \leq 0,001$
Wielawino 1b	$Tw = 9,4 + 0,04 \cdot L$	0,843	$\alpha \leq 0,001$
Przeradz 3	$Tw = 9,02 + 0,006 \cdot L$	0,666	$\alpha \leq 0,001$
Iwin 5 I	$Tw = 9,02 + 0,02 \cdot L$	0,929	$\alpha \leq 0,001$
Iwin 5 II	$Tw = 9,12 + 0,04 \cdot L$	0,951	$\alpha \leq 0,001$
Iwin 6	$Tw = 9,19 + 0,01 \cdot L$	0,670	$\alpha \leq 0,001$

Temperatura wody w profilach podłużnych cieków w miesiącach maj-czerwiec wykazywała tendencję rosnącą (ryc. 47B, 48B, 49B, 51), zwłaszcza w niszach dużych. W okresach zimowych można oczekiwać wystąpienia trendu odwrotnego w wyniku oddziaływania niskiej temperatury powietrza oraz mieszania się wypływających wód z chłodniejszymi wodami znajdującymi się już na powierzchni dna nisz (stanowisko Wielawino 1 i Żarnowo 1). Temperatura wód opuszczających nisze jest parametrem czułym na wiele lokalnych uwarunkowań, takich jak: miąższość warstwy wody, typ, sposób i powierzchnia wypływu, ekspozycja i głębokość niszy, roślinność i jej gęstość, dopływ wód podziemnych o niższej temperaturze, szybki napływ zimnych wód roztopowych lub ciepłych wód z opadów letnich.

W trakcie profilowania notowano niewielki wzrost wartości pH. W niszy źródłiskowej Przeradz 3 (ryc. 49B) pH wody tylko na odcinku kilku pierwszych metrów cieku wykazywało znaczny wzrost – od 7,62 do 8,04, co wynika przede wszystkim z ucieczki wolnego CO₂ z eksfiltrujących wód podziemnych (por. Janiec 1997). W dalszym biegu pH pozostawało stabilne. Skokowe zmiany (dodatnie lub ujemne) pH na stanowiskach Iwin 6, Wielawino 1b, c i Zwartowo 1 podczas badań (wykonanych w miesiącach kwiecień–czerwiec) wskazują także na lokalny udział w zasilaniu nisz źródłiskowych wód o niższym odczynie, na przykład wód spływu śródpokrywowego lub wód drenujących obszary wypełnione przez osady biogeniczne. Znaczenie wód spływu śródpokrywowego, powierzchniowego nasyconego lub spływu powrotnego w kształtowaniu odpływu może zmieniać się sezonowo, a także w kolejnych latach hydrologicznych.

Rozpatrując zmiany właściwości fizykochemicznych wód, zauważa się stopniowe zmiany przewodności elektrolitycznej właściwej, ale także zwraca uwagę ich skokowy charakter na pierwszych kilkunastu metrach. W przypadku trendu malejącego w profilu podłużnym niszy największe spadki wartości PEW występują w początkowym odcinku organizacji odpływu powierzchniowego wody (stanowiska Iwin 5 – ryc. 47, Iwin 6, Wielawino 1a, c – ryc. 48), a w dalszym biegu wartości stabilizują się. Taką tendencję zaobserwowano w ciekach biorących początek z wydajnych źródeł lub wycieków. W niszy Wielawino 1c wzdłuż cieku o długości 104 m zaznaczył się spadek przewodności o około 100 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (przy odchyleniu standardowym 24,1). Podobną zmienność 104 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ obserwowano dla cieku o długości 72 m, odwadniającego niszę Wielawino 1a (ryc. 48). Spadek mineralizacji w profilu podłużnym cieku może być wywołany:

- 1) udziałem w zasilaniu cieku wód ze spływu powierzchniowego i śródpokrywowego (ze strefy aeracji), czyli wód o krótkim czasie kontaktu z osadami i niskiej mineralizacji (Kruszyk 1999; Mazurek 2000; Michalska 2003b; Stach 2003),
- 2) zmianą parametrów fizycznych (parowanie, temperatura wody), hydrogeochemicznych (warunki utleniająco-redukujące, pH) i udziałem mikroorganizmów, które mogą prowadzić do wytrącania z wody takich jonów, jak: Ca²⁺, HCO₃⁻ oraz Fe³⁺ (Grootjans i in. 1999; por. podrozdz. 8.3.4),
- 3) oddziaływaniem roślinności i retencją biologiczną, której podlegają takie składniki biogenne, jak: potas, wapń, fosfor i azot (Kruszyk 1999; Michalska 2003a; Kolander, Tylkowski 2007).

Natomiast trend rosnący wartości PEW w profilu podłużnym cieku (stanowiska Zwartowo 1, Przeradz 3, ryc. 49, 51) następuje w wyniku stopniowego wzrostu w odpływie udziału wód podziemnych o wyższych warto-

ściach przewodności właściwej w stosunku do wód spływu śródpokrywowego i powierzchniowego. Z pogłębianiem i zmianą nachylenia dna niszy, które nawiązują do spadku drenowanej warstwy wodonośnej, zwiększa się drenaż wód podziemnych, a woda płynąca korytem charakteryzuje się wzrostem mineralizacji. Taki trend dla cieków źródliskowych opisują także: G. Michalska (2003a), A. Stach (2003), A. Stach i in. (2003a, b) oraz M. Ziulkiewicz i A. Fortuniak (2006).

Kształtowanie parametrów fizykochemicznych wód w cieku zasilanym z wypływów wód podziemnych zachodzi na krótkim odcinku, chyba że istnieje kilka innych źródeł zasilania. Wówczas obserwowana jest większa zmienność parametrów, zwłaszcza w przypadku udziału składowej powierzchniowej zasilania.

6.3.2. Zmienność hydrochemiczna wód w obszarach źródliskowych

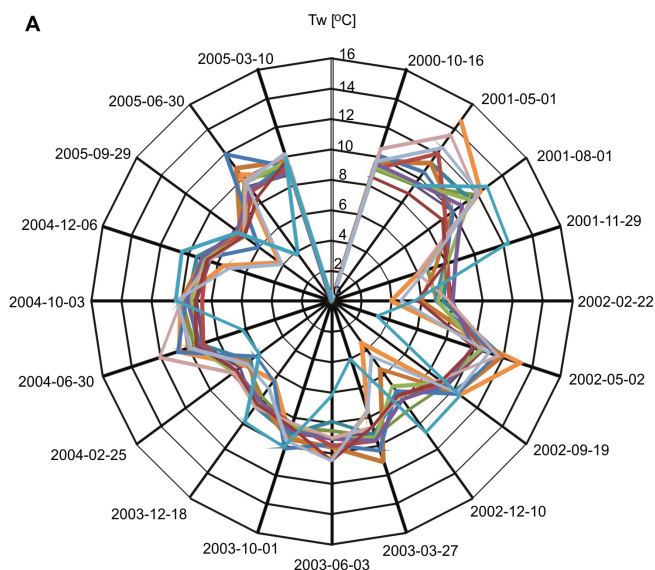
W latach 2000–2005 okresowymi obserwacjami (co 3 miesiące) objęto 13 wypływów zlokalizowanych w 10 obszarach źródliskowych (ryc. 3, rozdz. 2), które reprezentują różne typy wypływów, klasy wydajności i drenują kilka zbiorników wód podziemnych (por. rozdz. 4). Pomiar pH, PEW i składu chemicznego wód wypływających z niszy źródliskowej zlokalizowano w profilu hydrometrycznym zamykającym strefę oddziaływania procesów źródliskowych w niszy źródliskowej. Przyjęto, że woda wypływająca z niszy charakteryzuje się właściwościami reprezentatywnymi dla całości wypływów zlokalizowanych w danej niszy źródliskowej. Ze względu na szybką zmienność temperatury i stężenia tlenu w wodach ich pomiary przeprowadzono w strefie najwydajniejszego wypływu, z którego pobierano także próbki wody podczas kartowania hydrochemicznego w 2004 r.

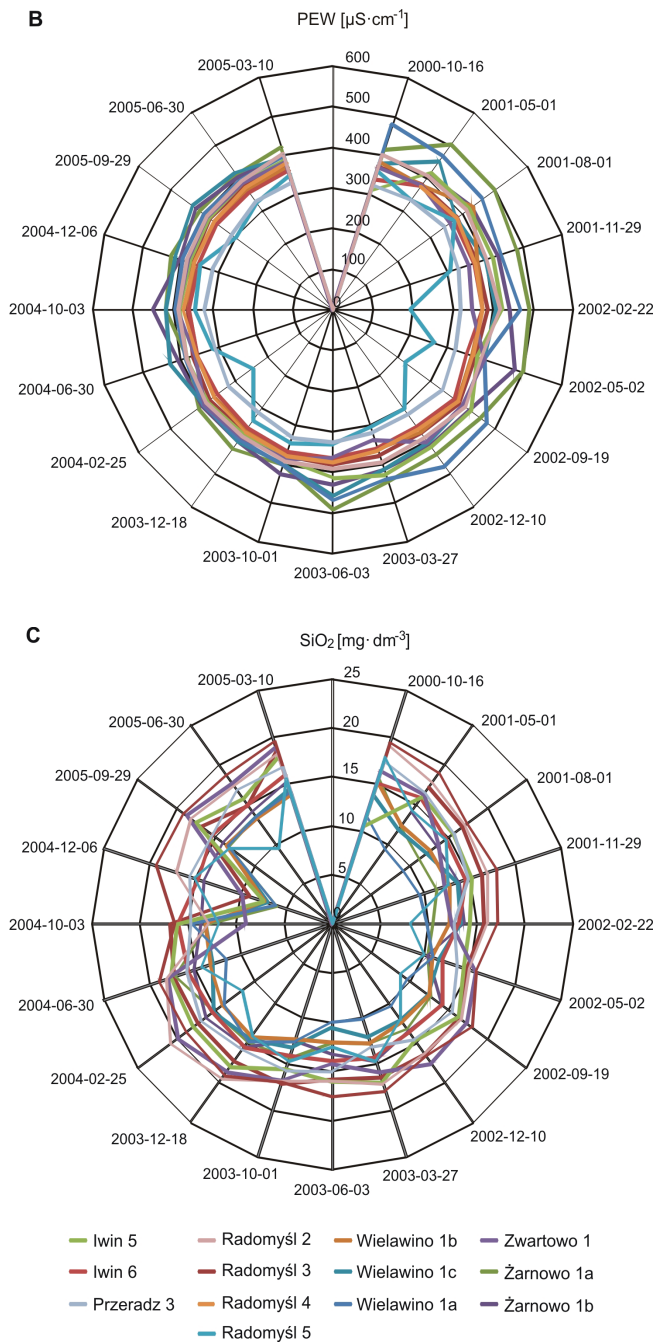
6.3.2.1. Termika wód wypływów

Do ważnych parametrów charakteryzujących środowisko wód podziemnych należy temperatura wody. Temperatura wody w niszach źródliskowych mieściła się w przedziale od 3,2 do 14,6°C, przy średnich wartościach dla poszczególnych stanowisk od 8,4 do 9,4°C (tab. 12, ryc. 52A). Temperatura wód jest nieznacznie wyższa do średniej rocznej temperatury powietrza danego obszaru, która w okresie obserwacji na posterunku meteorologicznym w Storkowie wyniosła 7,9°C. Reprezentowane wartości temperatury

wody są wypadkową uwarunkowań kształtujących temperaturę wypływów wód podziemnych, sezonowości temperatury powietrza oraz mieszania się z wodami o krótszym czasie krążenia, pozostającymi pod wpływem aktualnych warunków meteorologicznych. Najniższe wahania temperatury w okresie badań (od 2,9 do 5,3°C) stwierdzono w niszach zasilanych z rozległych poziomów fluwioglacjalnych oraz z połączonych poziomów wodonośnych: powierzchniowego i międzymorenowego górnego (stanowisko Wielawino 1c, Zwartowo 1 i Żarnowo 1a, b), a także w źródle typu zaporowego, zasilanego z poziomu izolowanego od wpływów atmosferycznych (stanowisko Radomyśl 3: amplituda temperatury 4,8°C). Największy wpływ aktualnych warunków pogodowych i dużą zmienność temperatury zanotowano w niszach małych, w których występują zboczowe, nieskoncentrowane wypływy zasilane z płytkich poziomów wysoczyznowych o małej retencyjności i małej miąższości strefy aeracji (m.in. Radomyśl 4 - amplituda 11,2°C, Radomyśl 5 - amplituda 9,6°C), a woda wolno wypływa na powierzchnię poprzez warstwę osadów mineralno-organicznych.

Wyższa temperatura wody w stosunku do temperatury powietrza w okresie zimowym decyduje o specyficznych uwarunkowaniach siedliskowych w niszach źródłiskowych i występowaniu roślinności zimozielonej obejmującej płaty zespołu *Cardamino-Beruletum erecti* (Żarnowo 1). Stałość temperatury wody wpływa także na sezonową zmianę intensywności procesów biochemicznych, w tym na niższe tempo mineralizacji materii organicznej latem (Grootjans i in. 1999; Wołejko 2000b).



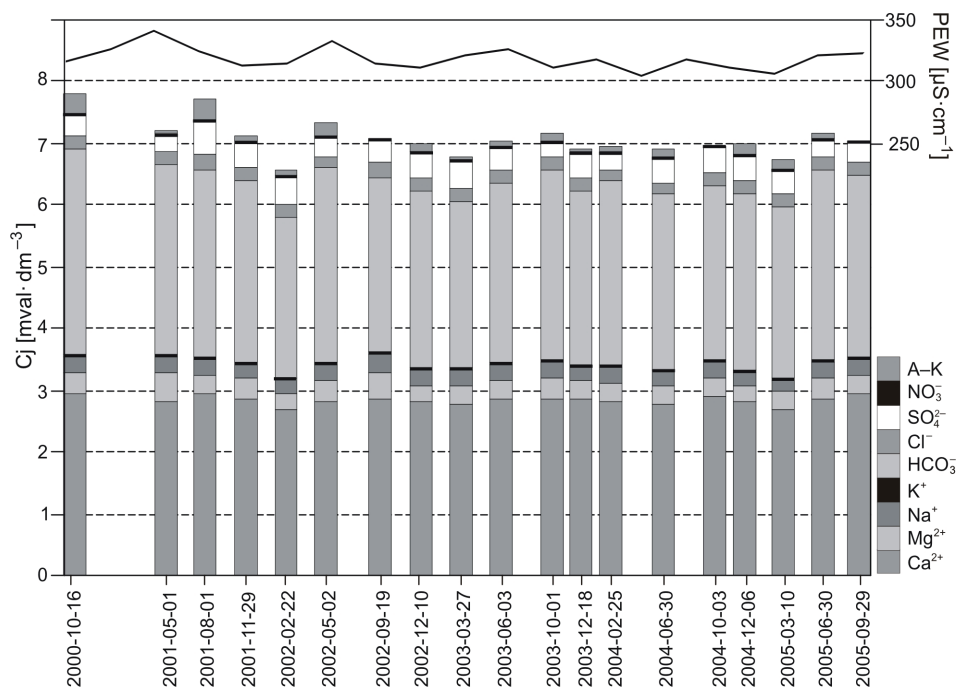


Ryc. 52. Zmienność właściwości fizykochemicznych wód w niszach źródłiskowych w latach 2000–2005: A – termika wód (T_w), B – przewodność elektrolityczna właściwa (PEW), C – stężenie zjonizowanej krzemionki (SiO_2)

6.3.2.2. Właściwości fizykochemiczne

Stężenie tlenu mierzone w miejscu wypływu wody na powierzchnię zmieniało się sezonowo od $1,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ do ponad $10 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Najniższym średnim stężeniem tlenu ($1,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) charakteryzowały się wody w wypływie basenowym Radomyśl 4, co wynika z izolacji wód podziemnych zasilających to źródło przelewowe. Większa zawartość tlenu rozpuszczonego (śred. stężenia od 8 do $10 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) notowana jest w wodach wypływów drenujących poziom fluwiogłacjalny pozbawiony izolacji od powierzchni terenu, zasilany przez szybko infiltrujące wody opadowe. Jak wynika z profilowania hydrochemicznego w niszy źródłiskowej Iwin 5 (ryc. 47), deficyt tlenowy w organizujących się strugach wody jest uzupełniany z atmosfery na odcinku zazwyczaj kilkudziesięciu metrów, a następnie, już wolniej, na kolejnych kilkudziesięciu metrach.

Średnia przewodność elektrolityczna właściwa wypływów wód mieściła się w przedziale od 311 do $444 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, a zmienność tego parametru miała



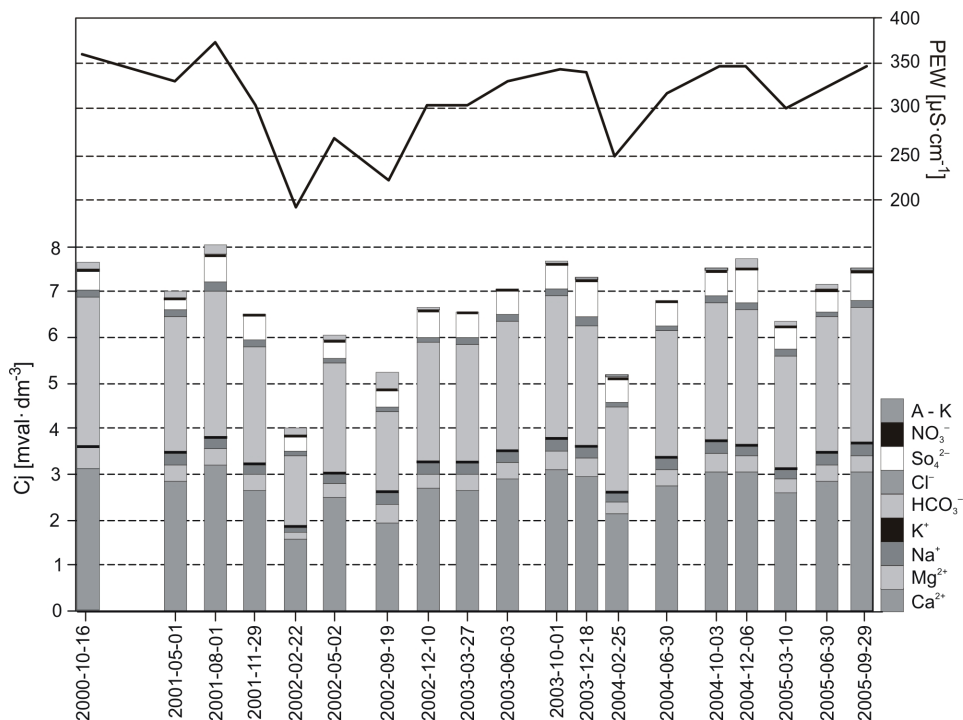
Ryc. 53. Zmienność stężeń makroskładników jonowych (Cj) i przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) w wodach ciekłu wypływającego z niszy źródłiskowej na stanowisku Przeradz 3 w latach hydrologicznych 2000–2005

A – aniony, K – kationy

Tabela 12. Statystyki (średnia ± odchylenie standardowe) parametrów fizykochemicznych wpływów wód podziemnych w niszach źródłiskowych podczas badań sezonowych w latach hydrologicznych 2000-2005 (N = 19), na stanowiskach Radomyśl 4 i Żarnowo 1b (N = 18)

Parametry	Jednostka	Iwin 5	Iwin 6	Przeradz 3	Radomyśl 2	Radomyśl 3	Radomyśl 4***	Radomyśl 5	Wielawino 1a	Wielawino 1b	Wielawino 1c	Zwartowo 1	Żarnowo 1a	Żarnowo 1b***
Tw	[°C]	8,9 ± 1,1	8,9 ± 1,0	8,7 ± 2,5	9,4 ± 1,9	8,6 ± 1,1	8,7 ± 3,1	8,4 ± 2,9	9,2 ± 1,8	9,1 ± 1,8	9,1 ± 1,4	9,0 ± 0,8	8,9 ± 1,3	8,8 ± 0,9
pH*	[-]	7,55 ± 0,26	7,54 ± 0,30	7,78 ± 0,31	7,71 ± 0,32	7,50 ± 0,21	7,91 ± 0,36	7,69 ± 0,22	7,87 ± 0,22	7,95 ± 0,18	7,77 ± 0,23	7,56 ± 0,23	7,72 ± 0,24	7,63 ± 0,20
O ₂ **	[mg · dm ⁻³]	4,7 ± 2,7	2,9 ± 2,7	8,3 ± 3,0*	4,6 ± 3,7	1,3 ± 0,9****	10,1 ± 2,1	9,5 ± 2,2	9,7 ± 2,1	10,0 ± 1,5	8,0 ± 1,3	5,3 ± 2,7	8,2 ± 1,8	7,4 ± 1,6
TOG	[meq · dm ⁻³]	4,9 ± 0,3	3,5 ± 0,1	3,2 ± 0,1	3,9 ± 0,1	3,7 ± 0,1	3,7 ± 0,1	3,2 ± 0,1	4,1 ± 0,3	3,7 ± 0,1	4,0 ± 0,2	3,6 ± 0,2	4,4 ± 0,3	4,2 ± 0,2
Ca ²⁺		69,1 ± 4,3	62,5 ± 1,2	56,9 ± 1,5	67,1 ± 1,9	63,1 ± 1,7	63,6 ± 1,2	54,3 ± 8,6	75,0 ± 6,6	64,3 ± 2,3	72,2 ± 4,9	62,5 ± 3,2	76,9 ± 7,1	73,5 ± 4,1
Mg ²⁺		5,6 ± 0,6	5,2 ± 0,6	4,0 ± 0,6	6,4 ± 1,2	6,6 ± 0,6	6,3 ± 0,4	4,4 ± 0,8	4,9 ± 0,6	5,5 ± 0,6	5,2 ± 0,4	6,3 ± 1,3	6,4 ± 0,6	6,2 ± 0,3
Na ⁺		6,9 ± 1,1	6,3 ± 1,6	5,8 ± 0,5	9,0 ± 1,0	8,9 ± 0,8	7,9 ± 0,7	5,3 ± 0,9	6,6 ± 0,7	7,0 ± 0,7	7,1 ± 0,5	8,3 ± 2,6	8,0 ± 0,8	7,5 ± 0,7
K ⁺		1,1 ± 0,2	1,0 ± 0,1	0,9 ± 0,1	1,6 ± 0,2	1,4 ± 0,2	1,2 ± 0,2	0,9 ± 0,3	1,1 ± 0,3	1,4 ± 0,2	1,3 ± 0,2	1,5 ± 0,5	2,7 ± 1,3	2,2 ± 0,9
HCO ₃		197,6 ± 15,6	184,9 ± 9,7	178,8 ± 11,2	248,8 ± 4,6	242,8 ± 4,8	214,6 ± 5,9	161,7 ± 29,5	176,6 ± 29,1	194,7 ± 7,2	191,3 ± 11,5	221,1 ± 25,7	249,0 ± 11,5	241,5 ± 6,5
Cl ⁻		10,8 ± 1,2	9,0 ± 0,5	7,5 ± 0,7	6,2 ± 0,8	4,4 ± 1,2	5,9 ± 0,5	5,4 ± 0,9	11,9 ± 4,6	8,0 ± 1,7	10,0 ± 2,0	6,8 ± 1,7	8,1 ± 3,4	7,0 ± 1,5
SO ₄ ²⁻		38,0 ± 5,2	28,9 ± 3,3	18,2 ± 3,3	5,1 ± 1,2	4,7 ± 3,9	18,9 ± 1,8	24,7 ± 6,2	52,5 ± 26,9	28,1 ± 6,5	38,7 ± 12,2	15,7 ± 8,0	17,9 ± 12,0	14,5 ± 5,7
NO ₃ ⁻		0,2 ± 0,1	0,1 ± 0,2****	0,9 ± 1,0	0,4 ± 0,3	0,2 ± 0,3	0,8 ± 0,5	1,1 ± 0,9	18,3 ± 8,0****	2,9 ± 3,3	13,9 ± 4,7***	0,3 ± 0,3***	11,5 ± 10,6	9,5 ± 6,6
Fe ²⁺ /Fe ³⁺		0,20 ± 0,22	0,18 ± 0,08	0,11 ± 0,06	0,20 ± 0,31	0,36 ± 0,30	0,13 ± 0,24	0,13 ± 0,13	0,11 ± 0,09	0,10 ± 0,08	0,10 ± 0,06	0,14 ± 0,13	0,10 ± 0,11	0,08 ± 0,09
Mn ²⁺ ****		0,11 ± 0,04	0,14 ± 0,03	0,06 ± 0,04	0,09 ± 0,06	0,18 ± 0,03	0,05 ± 0,04	0,04 ± 0,02	0,03 ± 0,03	0,05 ± 0,07	0,05 ± 0,03	0,12 ± 0,03	0,04 ± 0,04	0,12 ± 0,06
SiO ₂		15,4 ± 2,6	14,7 ± 1,0	15,4 ± 1,3	17,2 ± 1,7	18,1 ± 1,1	16,2 ± 2,0	12,9 ± 2,5	11,3 ± 2,3	12,7 ± 1,6	12,7 ± 1,8	15,7 ± 3,1	12,8 ± 2,4	14,0 ± 1,3
PEW	[μS · cm ⁻¹]	395,1 ± 28,1	361,7 ± 10,0	323,9 ± 9,0	396,3 ± 9,9	376,6 ± 6,6	371,7 ± 7,0	311,1 ± 48,0	428,4 ± 36,2	371,7 ± 15,8	411,0 ± 21,3	377,2 ± 18,1	443,7 ± 38,9	421,8 ± 20,3

* - średnią wartość pH obliczono, wykorzystując zależność: pH = -log₁₀[H⁺], ** N = 11, *** N = 18, **** N = 17, ***** N = 10



Ryc. 54. Zmienność stężeń makroskładników jonowych (C_j) i przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) w wodach cieką wypływającego z niszę źródłiskowej na stanowisku Radomyśl 5 w latach hydrologicznych 2000–2005

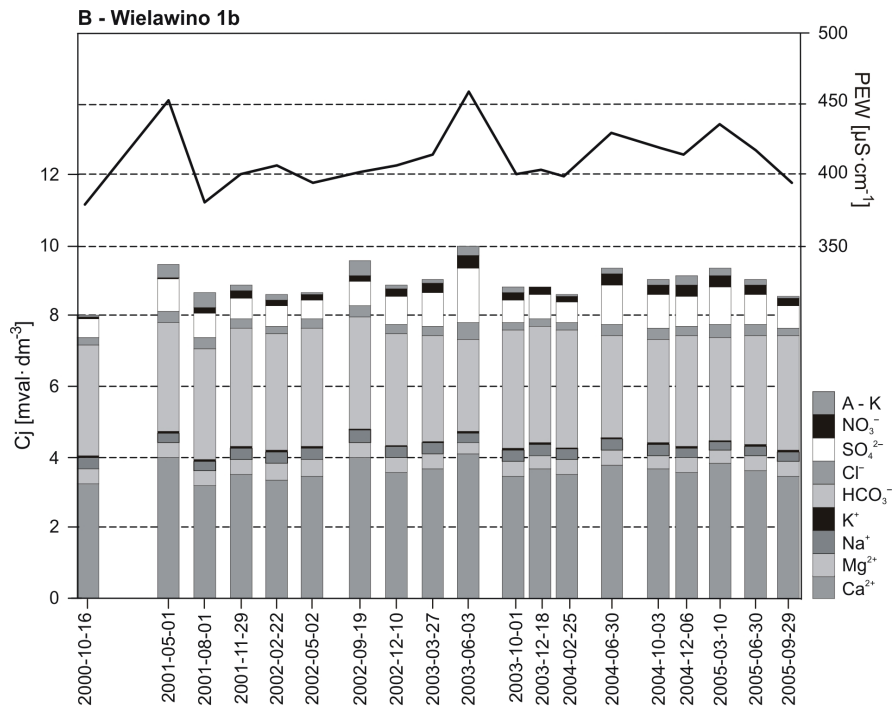
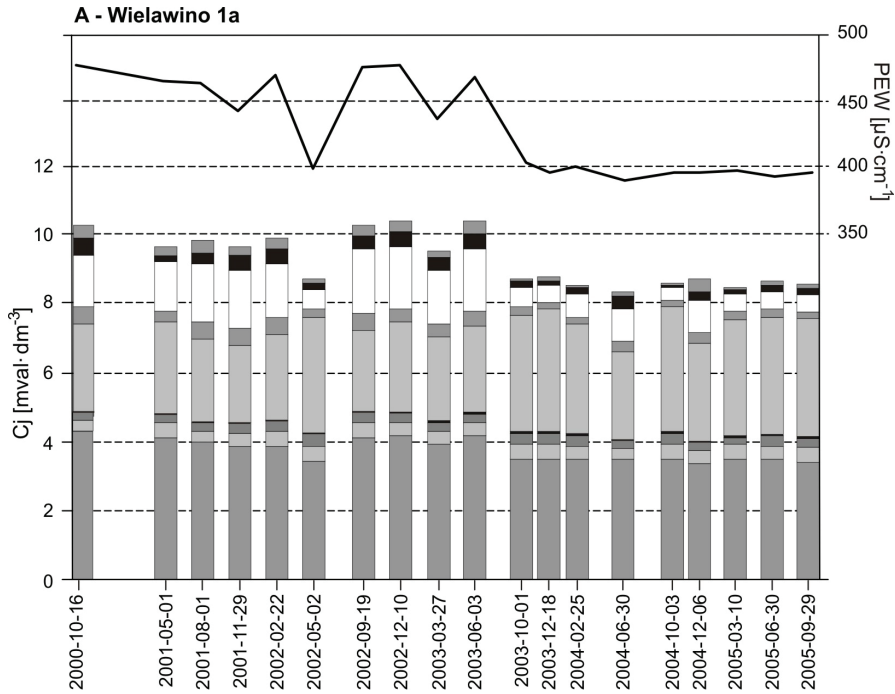
A - aniony, K - kationy

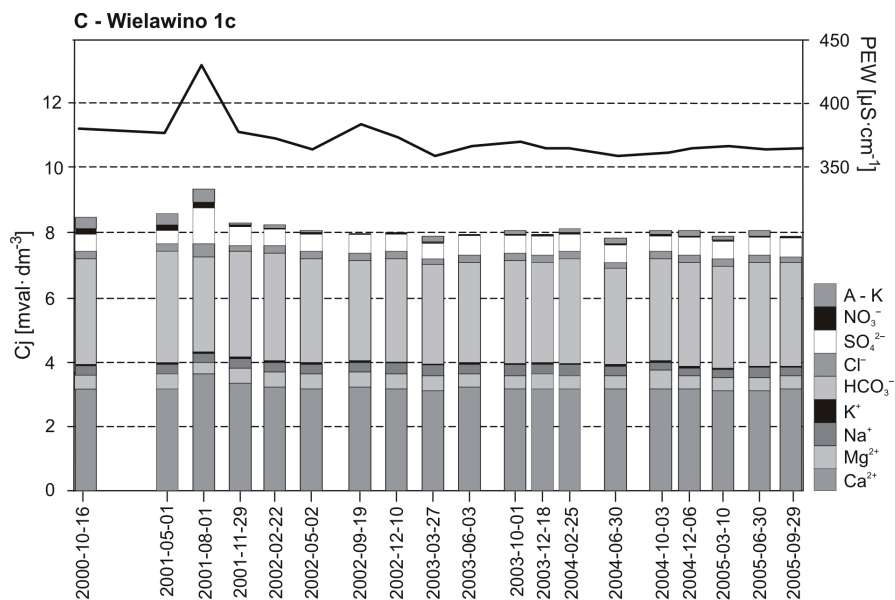
różny przebieg (ryc. 52B). Grupa wypływów (stanowiska: Radomyśl 2, 3, 4, Przeradz 3 (ryc. 53), Iwin 6, tab. 12) o przewodności właściwej od 324 do $396 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ odznaczała się niskimi średnimi współczynnikami zmienności w zakresie $1,8\text{--}2,8\%$, przy małej zmienności stężeń makrojonów (tab. 12). Badane w niszach wody w $90,2\%$ pomiarów należały do dwujonowego typu hydrochemicznego $\text{HCO}_3^- \text{-Ca}^{2+}$, pozostałe pomiary zakwalifikowano do typu $\text{HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-} \text{-Ca}^{2+}$. Największą dynamiką właściwości fizykochemicznych charakteryzują się wody o najniższych, jak i o najwyższych średnich wartościach przewodności właściwej. Wody zasilające niszę źródłiskową Radomyśl 5 cechuje duża zmienność składu chemicznego oraz niskie stężenia głównych jonów, przy maksymalnej zmienności PEW wynoszącej $15,4\%$ (tab. 11, ryc. 54). Równocześnie w grupie wypływów o dużej zmienności PEW (stanowisko Wielawino 1 (ryc. 55) i Żarnowo 1) znalazły się wody o wysokiej mineralizacji ($\text{PEW} > 400 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$) i wysokich stężeniach takich jonów, jak siarczany, chlorki i azotany. Współwystępowanie wysokich stężeń tych trzech anionów

może wskazywać na obecność ognisk zanieczyszczeń w zasięgu zlewni podziemnych nisz źródłiskowych. Zanotowano również istotną zmianę tych parametrów w trakcie prowadzonych badań w przypadku niszy Wielawino 1a (ryc. 55). Zmienność przewodności właściwej wynikająca ze zmian stężeń głównych jonów przekłada się na zmienną okresowo przynależność wód do typów hydrochemicznych $\text{HCO}_3^- \text{-Ca}^{2+}$ i $\text{HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-} \text{-Ca}^{2+}$.

Z badanych makroskładników jonowych wód największą zmienność czasową wykazywały aniony NO_3^- . Wysokie stężenia azotanów zanotowane podczas pomiarów zimowych i wiosennych mogą być spowodowane dostawą związków azotu uwolnionych z obiegu biologicznego lub ze strefy aeracji z infiltrującymi wodami opadowymi bądź roztopowymi. Znaczna zmienność stężeń charakteryzowała także jony manganu i żelaza (tab. 12), których stężenia wykazywały istotną korelację, co jest rezultatem naturalnego powinowactwa geochemicznego tych metali.

Z pomiarów w latach 2000–2005 wynika także zróżnicowanie parametrów fizykochemicznych wód zasilających obszar źródłiskowy, który obejmuje kilka nisz źródłiskowych, tak jak w przypadku stanowiska Wielawino 1. Wody wypływające w niszach w obrębie tego obszaru źródłiskowego wykazywały istotne różnice w zakresie stężeń jonów siarczanowych, chlorkowych i azotanowych (tab. 12, ryc. 55). Odmienny skład chemiczny wód drenowanych w niszach źródłiskowych Wielawino 1a–c w zakresie składników pochodzenia antropogenicznego stanowi przesłankę do wnioskowania o zasięgu zlewni podziemnych wypływów oraz różnych kierunkach dopływu wód podziemnych do poszczególnych nisz. Odkryty wodonosiec, jaki w przypadku stanowiska Wielawino 1 stanowią osady fluwiogłajalne o korzystnych warunkach filtracyjnych, cechuje znaczna podatność na zanieczyszczenia. Ponieważ w bezpośrednim sąsiedztwie badanych nisz nie stwierdzono ognisk zanieczyszczeń, podwyższone wartości stężeń jonów siarczanowych, chlorkowych i azotanowych w wodach wypływów można łączyć z dopływem zanieczyszczeń rolniczych i bytowych (doły chłonne, szamba) ze wsi Wielawino zlokalizowanej w odległości około 1 km poza zasięgiem zlewni 00 badanego obszaru źródłiskowego. Mieszkańcy wsi od wielu lat korzystali z wodociągu (w rezultacie w większości zlikwidowano studnie), natomiast dopiero w sierpniu 2003 r. wieś została skanalizowana i podłączona do oczyszczalni ścieków w Grzmiącej. Taka sytuacja często prowadzi do pogorszenia stanu sanitarnego wód gruntowych. Podłączenie do sieci kanalizacyjnej (sierpień 2003) spowodowało zlikwidowanie lub przynajmniej ograniczenie oddziaływania tego ogniska zanieczyszczeń, co przełożyło się na spadek stężeń anionów i ogólnej mineralizacji wód zasilających niszę Wielawino 1a.





Ryc. 55. Zmienność stężeń makroskładników jonowych (C_j) i przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) w wodach cieką wypływających z nisz a-c obszaru źródłiskowego Wielawino 1 w latach hydrologicznych 2000–2005

A – aniony, K – kationy

Jak wskazywano, charakterystyczne dla osadów czwartorzędowych zróżnicowanie facjalne oraz związane z tym zróżnicowanie przepuszczalności osadów (od słabej do bardzo dobrej) i współczynników filtracji (np. obszar źródłiskowy Nowy Chwalim 2 – 10^{-3} – 10^{-5} $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; Marciniak, Stelmach 1992) wpływa na kierunek, a także czas przepływu wód podziemnych w zbiornikach wodonośnych zasilających zagłębienia i nisze źródłiskowe. Ukierunkowanie splotu wody zależy także od rzeźby terenu i konfiguracji oraz nachylenia stropu utworów słabo przepuszczalnych. W rezultacie wypływy wód podziemnych położone w sąsiadujących z sobą niszach w obrębie jednego obszaru źródłiskowego mogą reprezentować odmienne właściwości fizykochemiczne i typy hydrochemiczne wód podziemnych (np. obszar źródłiskowy Wielawino 1a i c, ryc. 55), odzwierciedlające warunki przepływu wód podziemnych. Zmienność ta może być większa na obszarach pozostających pod bezpośrednim oddziaływaniem zanieczyszczeń antropogenicznych, na co uwagę zwracają między innymi Stolarska i Moniewski (2007).

Z kolei zmiany okresowe stężeń podstawowych makroskładników nawiązują do warunków hydrometeorologicznych oraz pojawienia się składowych odpływu, takich jak: bezpośrednie zasilanie opadowe, splot powierzchniowy nasycony i splot śródpokrywy. Najwyraźniej zależność ta

zaznaczyła się w obszarach źródłiskowych zasilanych z przypowierzchniowego poziomu wysoczyznowego (np. Przeradz 3, ryc. 53 i Radomyśl 5, ryc. 54). Obserwowany spadek przewodności elektrolitycznej, a także stężeń głównych jonów HCO_3^- i Ca^{2+} był wynikiem rozcieńczenia wód w cieku przez składowe odpływu, których wody charakteryzują się niewielką mineralizacją (Mazurek 2000; Szpikowska 2007b).

Należy także zauważyć, że stężenia niektórych jonów w małym stopniu nawiązują do wahań przepływu. Ze względu na różnorodność źródeł dostawy poszczególnych składników chemicznych składowe zasilania o różnej genezie mogą charakteryzować się podobną zawartością niektórych związków chemicznych. Przykładem może być rozkład stężeń zjonizowanej krzemionki, która zaliczana jest do związków geogenicznych uwalnianych w wyniku wietrzenia minerałów krzemianowych i ługowania amorficznego SiO_2 . Źródłem biogenicznym krzemionki może być także mineralizacja substancji organicznej (np. igieł sosnowych), a także rozpuszczanie szkieletów okrzemek (Allen 1998). Z dotychczasowych badań na obszarach młodoglacjalnych wynika, że krzemionka występuje w ilościach śladowych w wodach opadowych, a jej stężenia znacząco wzrastają podczas infiltracji w strefie aeracji (Mazurek 2000). W wodach glebowych może natomiast wystąpić bardzo szeroki zakres stężeń SiO_2 , osiągając przy niskim pH gleby wartości zbliżone lub wyższe od wartości występujących w strefie wód gruntowych (Porowska 2007; Szpikowska 2007b). Wysokie stężenie tego składnika może być także efektem ługowania amorficznej krzemionki i krzemianowych kolidów glebowych w najpłytszej strefie krążenia wód (Małecki 1998; Dobrzyński 2007). Dopływ wód śródpokrywowych w tej sytuacji nie powoduje rozcieńczenia zawartości SiO_2 w cieku źródłiskowym, gdyż wody te są wzbogacone w ten składnik w wyniku rozpuszczania krzemionki koloidalnej zawartej w strefie aeracji, w której stężenie pozostałych składników geogenicznych jest niskie. Lokalizacja źródła dostawy krzemionki w strefie aeracji i osiągnięcie wysokich stężeń w wodach o krótkim czasie krążenia odpowiadają za obserwowane małe zróżnicowanie stężeń SiO_2 w ujęciu czasowym, jak i przestrzennym. Należy podkreślić, że wskazane zróżnicowanie stężeń krzemionki ogranicza wykorzystanie tego związku jako wskaźnika czasu przepływu wód podziemnych na obszarach młodoglacjalnych, jak wcześniej zakładano (Mazurek 2000, 2007; Stach 2003).

6.4. Atrybuty fizykochemiczne wód źródłiskowych

Nisza źródłiskowa stanowi strefę kontaktu podsystemu stokowego i korytowego, a cechy fizykochemiczne wód tych dwóch podsystemów odzwierciedlają różne uwarunkowania i procesy, które kształtują ostatecznie chemizm

wód w korycie rzeczonym 1R. Zróżnicowanie właściwości fizykochemicznych wód zasilających nisze źródłiskowe na obszarach młodoglacjalnych oraz ich zmienność sezonowa nawiązują do:

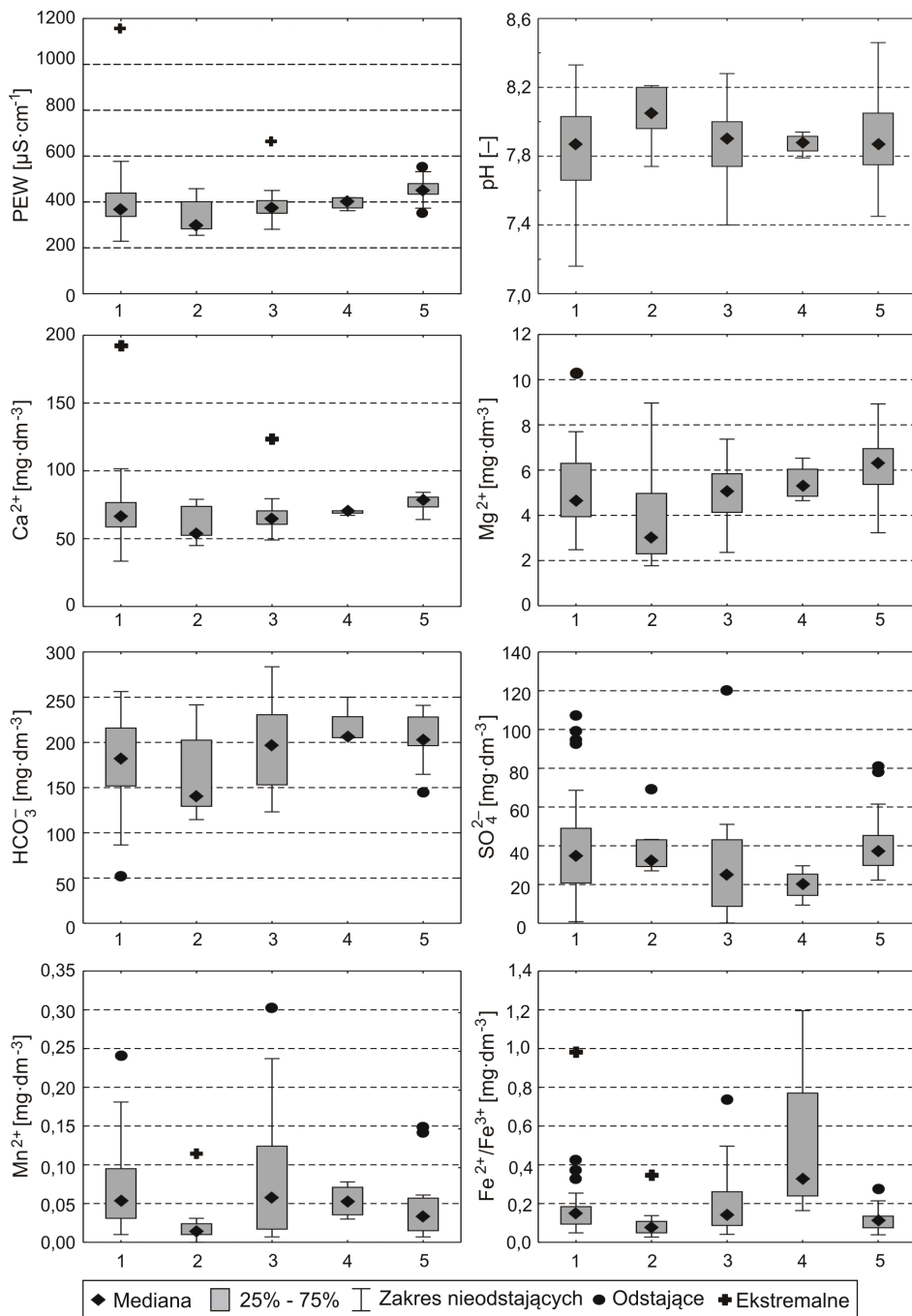
- litologii osadów podłoża i ich zasobności w węglan wapnia,
- warunków hydrodynamicznych decydujących o drogach przepływu i warunkach drenażu wód podziemnych oraz o czasie kontaktu wody z osadami w poszczególnych poziomach wodonośnych,
- mozaikowego zróżnicowania środowisk hydrogeochemicznych wynikającego z warunków redukcyjno-utleniających i obecności materii organicznej w osadach,
- czynników meteorologicznych, w tym opadów, temperatury powietrza i wilgotności, które decydują o uruchomieniu poza wodami podziemnymi innych składowych zasilania nisz oraz wpływają między innymi na aktywność mikrobiologiczną,
- stopnia izolacji zbiornika wód podziemnych od wpływów atmosferycznych i antropogenicznych,
- zagospodarowania terenu na obszarach zasilania poziomów wodonośnych oraz oddziaływania różnego typu ognisk zanieczyszczeń punktowych i powierzchniowych.

W podsystemie początku koryta rzeczowego zlokalizowanego w niszy źródłiskowej dla kształtowania parametrów fizykochemicznych wód mogą mieć znaczenie następujące uwarunkowania i czynniki:

- mikroklimat, o którym decyduje między innymi morfologia niszy (jej ekspozycja i głębokość) oraz dopływ wód podziemnych o temperaturze stabilnej w roku,
- warunki eksfiltracji wód podziemnych – tempo wysączenia wody, wydajność, typ wypływu,
- liczba składowych zasilania cieku źródłiskowego (spływ podziemny, spływ powierzchniowy powrotny i spływ śródpokrywowy), ich wydajność oraz właściwości fizykochemiczne wody,
- wykształcenie utworów źródłiskowych, zwłaszcza występowanie osadów biogenicznych i wytrąceń węglanowych,
- typy zbiorowisk roślinnych wodo- i wilgociolubnych oraz ich sezonowa zmienność, co wpływa na biologiczne pobieranie i uwalnianie substancji rozpuszczonych.

6.4.1. Środowiska hydrogeochemiczne

Opierając się na rozpoznanych środowiskach morfogenetycznych oraz cechach litologicznych ich osadów, a także właściwościach fizykochemicznych wpływów wód podziemnych, dokonano charakterystyki środowisk hydro-



Ryc. 56. Zróżnicowanie wybranych parametrów fizykochemicznych w wodach podziemnych środowisk hydrogeochemicznych zasilających obszar źródliskowy opracowano na podstawie wyników kartowania krenologicznego, wrzesień 2004 r.

Środowiska hydrogeochemiczne: 1 - wysoczyzny morenowe, 2 - wzgórz kempowe i moreny martwego lodu, 3 - równiny fluwiołajalne, 4 - terasy rzeczne, 5 - poziom międzymorenowy górny i środkowy

geochemicznych zbiorników wodonośnych drenowanych ze zlewni zero-wego odpływu (ryc. 56). Środowiska hydrogeochemiczne zbiorników wód podziemnych badanych obszarów źródłiskowych przedstawiono dla dwóch systemów krążenia wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty (por. rozdz. 4):

- środowiska hydrogeochemicznego lokalnego systemu krążenia,
- środowiska hydrogeochemicznego przejściowego systemu krążenia.

W obrębie środowiska hydrogeochemicznego lokalnych systemów krążenia wód można wydzielić następujące subs środowiska: wysoczyzny morenowej, wzgórz kemowych i moren martwego lodu, równin fluwioglacjalnych oraz teras rzecznych (por. rozdz. 4; Mazurek 2008b). Charakterystyka subs środowisk oparta jest na zróżnicowanej liczbie stanowisk, co wynika z roli wymienionych zbiorników wodonośnych w zasilaniu wypływów wód podziemnych. Najliczniej reprezentowane są subs środowiska wysoczyzny morenowej (31 wypływów) i równiny fluwioglacjalnej (30 wypływów), natomiast najmniej licznie występują subs środowiska pagórków kemowych i moren martwego lodu (11 wypływów) oraz teras rzecznych (4 wypływy):

1. Chemizm płytkich wód podziemnych na **wysoczyźnie morenowej** kształtowany jest w trakcie infiltracji wód opadowych w pokrywą glebową oraz piaski i gliny morenowe. Opady atmosferyczne zasilające południowe dorzecze Parsęty cechuje mała mineralizacja i wielojonowy typ, w którym w różnych stosunkach ilościowych uczestniczą jony: NO_3^- i SO_4^{2-} oraz NH_4^+ i Na^+ (Szpikowski i in. 2006). Transformacja składu chemicznego wód zachodząca pod wpływem oddziaływania aktywnych składników atmosfery (m.in. CO_2) w strefie aeracji jest wynikiem: mineralizacji materii organicznej, sorpcji i wymiany jonowej, procesów wietrzenia glinokrzemianów, utleniania i redukcji związków siarki oraz azotu. Ze względu na kwaśny odczyn i wyługowanie węglanu wapnia z poziomów glebowych należy sądzić, że HCO_3^- w płytkich wodach pochodzi przede wszystkim z rozpuszczania ditlenku węgla uwalnianego w procesach biochemicznych. Podczas mikrobiologicznego rozkładu substancji organicznej w poziomach glebowych uwalniane są jony siarczanowe, które zaznaczają się w typie hydrogeochemicznym badanych wypływów wód gruntowych, a ich obecność uznano za cechę charakterystyczną dla płytkiego przepływu wód podziemnych (Mazurek 2000; Szpikowska 2006). Wody opadowe infiltrując w pokrywą glebową, wzbogacają się w kwasy humusowe i stają się agresywne w stosunku do węglanu wapnia. Powolna migracja wody w piaszczystych glinach morenowych sprawia, że z głębokością wody mają wyższą mineralizację, ulegają zobojętnieniu i należą w strefach drenażu, jakie stanowią obszary źródłiskowe, do typów hydrochemicznych HCO_3^- - Ca^{2+} , a także HCO_3^- - SO_4^{2-} - Ca^{2+} . W związku z dużym zróżnicowaniem litofacjalnym osadów polodowco-

wych w obrębie wysoczyzn morenowych oraz występowaniem zawieszonych poziomów wodonośnych możliwe jest nie tylko znaczne zróżnicowanie przestrzenne wydajności wypływów wód podziemnych, ale także ich składu chemicznego (por. stanowisko Iwin 5).

2. Zbiorniki wód podziemnych o lokalnym zasięgu zasilają wypływy w strefie **wzgórz kemowych i moren martwego lodu**. Małe powierzchnie zlewni zerowego odpływu, krótkie stoki i znaczne nachylenie terenu sprzyjają szybkiemu odpływowi i krótkiemu kontaktowi wody z osadami. Litologia osadów (piaski mułkowe, piaski i żwiry, por. podrozdz. 4.2.1) oraz warunki przepływu wód decydują o niskiej przewodności właściwej (śred. $330,3 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$) i niskich stężeniach składników geogenicznych pochodzących z wietrzenia i ługowania osadów polodowcowych (ryc. 56) takich, jak aniony wodorowęglanowe ($155,8 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$), kationy magnezu ($3,9 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) i wapnia ($59,9 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Budowa geologiczna sprzyja natomiast głębokiej penetracji tlenu atmosferycznego, co stwarza środowisko utleniające dogodne wytrącaniu związków żelaza.

3. Zbliżony skład chemiczny do powyższego systemu krążenia w kemach i morenach martwego lodu mają wody wypływów alimentowane z **piaszczysto-żwirowych osadów fluwioglacjalnych** (tzw. górnych), które na terenie badań tworzą poziomy wodonośne o dobrej wodoprzewodności i wysokim współczynniku filtracji, podatne na oddziaływanie zanieczyszczeń antropogenicznych. Osady wodonośne charakteryzują się znacznym wylugowaniem węglanu wapnia, co przekłada się na niskie stężenia Ca^{2+} i Mg^{2+} . Występowanie słabo przepuszczalnych granic pomiędzy sąsiadującymi przestrzennie poziomami wodonośnymi w utworach fluwioglacjalnych a poziomami wodonośnymi w utworach polodowcowych na wysoczyznach zmniejsza lokalnie możliwość dopływu lateralnego substancji rozpuszczonych z obszarów wysoczyznowych (ryc. 2, por. rozdz. 2). Na podobne zróżnicowanie chemizmu wód pomiędzy wysoczyzną morenową a równiną fluwioglacjalną w Kotlinie Płockiej zwraca uwagę P. Gierszewski (2000).

4. Wody podziemne w obrębie **terasy nadzalewowej** zasilane są w wyniku bezpośredniej infiltracji opadów i bocznego dopływu wód z przylegających równin fluwioglacjalnych albo z wysoczyzn morenowych, z czym wiąże się mieszanie się w różnych stosunkach ilościowych wód o odmiennych właściwościach fizykochemicznych i ustalanie nowego stanu równowagi hydrogeochemicznej. Obecność materii organicznej, która stanowi źródło jonów SO_4^{2-} w osadach aluwialnych (Górski 1981), jest czynnikiem sprawiającym, że wody wypływów terasowych należą do typu $\text{HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-} \text{-Ca}^{2+}$. W wypływach terasowych zanotowano najwyższe stężenia jonów Fe (śred. $0,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, ryc. 56), których migracji sprzyja także zawartość substancji organicznej w osadach.

Środowisko hydrogeochemiczne przejściowego systemu krążenia (reprezentowane przez 20 stanowisk) związane jest z głębszymi strefami przepływów wód podziemnych reprezentowanymi przez wody wgłębne we fluwiogłacialnych oraz fluwialnych piaskach i żwirach **poziomów międzymorenowych: górnego i środkowego**, często pozostających w kontakcie z poziomem przypowierzchniowym w osadach fluwiogłacialnych tzw. górnych. Wody wypływów drenujące te warstwy charakteryzują się przynależnością do typu dwujonowego $\text{HCO}_3^- \text{-Ca}^{2+}$. Cechują się one wysokimi wartościami przewodności właściwej, a ich właściwości wynikają z dłuższej drogi i czasu przepływu wód podziemnych w ośrodku porowym (na podstawie badań izotopowych wody Z. Wiśniowski (1998a) określił czas przebywania wody w wodoności na 20–50 lat). Osady międzymorenowe są także zasobniejsze w związki węglanowe niż przypowierzchniowe osady fluwiogłacialne (por. rozdz. 4; Kwapisz 2000; Popielski 2000, 2003; Lewandowski i in. 2003). Dodatkowo poziomy tych wód mogą być wzbogacane w składniki ługowane z nadległych warstw glin morenowych.

Właściwości chemiczne wypływów wód zasilanych z poziomów międzymorenowych nie wykazują istotnych różnic w stosunku do wypływów zasilanych z przypowierzchniowego poziomu wodonośnego w obrębie subsrodowiska równin wód roztopowych (por. ryc. 56; Mazurek 2008b). Małe zróżnicowanie składu chemicznego wód tych dwóch środowisk hydrogeochemicznych jest konsekwencją podobieństwa piaszczystych osadów fluwiogłacialnych występujących na różnych głębokościach. Ponadto, małe różnice mogą wskazywać na istnienie związków hydraulicznych między zbiornikami wodonośnymi, które wiążą się z obecnością okien hydrogeologicznych w glinach morenowych.

Przedstawione cechy środowisk hydrogeochemicznych zbiorników wód podziemnych stanowią naturalne czynniki różnicujące parametry fizykochemiczne wód zasilających obszary źródłiskowe oraz kształtujące odpływ jonowy w ciekach 1. rzędu na obszarach młodogłacialnych. Oprócz czynników naturalnych ważną rolę odgrywa także działalność człowieka (zanieczyszczenia punktowe i powierzchniowe). Silnie przeobrażone wody reprezentują takie typy hydrochemiczne, jak: $\text{NO}_3^- \text{-HCO}_3^- \text{-Ca}^{2+}$ oraz $\text{HCO}_3^- \text{-NO}_3^- \text{-Ca}^{2+}$. Obecność punktowych ognisk zanieczyszczeń rolniczych i bytowych na badanym terenie powoduje, że wysokie stężenia jonów azotanowych, amonowych i fosforanowych w wodach podziemnych występują mozaikowo w różnych jednostkach morfologiczno-litologicznych (Mazurek 2007), a tym samym w różnych subsrodowiskach hydrogeochemicznych zasilających wypływy. Nawet odległe ogniska zanieczyszczeń punktowych, jak i obszarowych mogą, przy mało izolowanych poziomach wodonośnych i osadach piaszczysto-żwirowych o niewielkich zdolnościach retencyjnych (z ograni-

czoną możliwością samooczyszczania), mieć odzwierciedlenie w składzie chemicznym wód drenowanych w niszach źródłiskowych. Dane z Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Szczecinie z lat 1995–2002, dotyczące stężeń azotanów i fosforu ogólnego w takich dopływach Parsęty, jak: Gęsia, Perznica i Dębica oraz wzdłuż górnego biegu Parsęty, wskazują, że stężenia biogenów w wodach rzecznych były niskie i mieściły się w zakresie wartości właściwych dla wód I i II klasy czystości. Można sądzić, że w latach tych badany obszar nie był więc narażony na nadmierny dopływ biogenów pochodzenia rolniczego (Przedrzymierska, Błaszczak 2003); chociaż w skali lokalnej zlewni OO nie można wykluczyć dostawy zanieczyszczeń obszarowych.

6.4.2. Przemiany hydrochemiczne w niszach źródłiskowych

Chemizm wód wypływających z obszarów źródłiskowych odzwierciedla nie tylko cechy wód podziemnych zasilających nisze źródłiskowe (czyli wód z systemu stokowego), ale także zmiany, jakim one podlegają w obrębie niszy źródłiskowej podczas organizacji odpływu korytowego (Chapman i in. 1993). Modyfikacja chemizmu wód w niszy jest rezultatem:

- osiągnięcia nowej równowagi fizykochemicznej przez wypływające wody podziemne odpowiednio do aktualnych warunków atmosferycznych,
- wytrącania, sorpcji wymiennej, sorpcji chemicznej, utleniania i redukcji niektórych składników chemicznych (np.: Ca^{2+} , Fe^{3+} , NO_3^- , SO_4^{2-}),
- retencji biogenów (m.in.: potasu, wapnia, azotu, siarki) przez szatę roślinną w okresie wegetacyjnym (sorpcja biologiczna), a w okresie jesienno-wiosennym ich uwalniania do warstwy aeracji lub płynącej wody,
- funkcjonowania kilku odmiennych genetycznie źródeł zasilania cieków 1. rzędu i ich różnego udziału ilościowego w kształtowaniu odpływu rzeczno-wodnego.

Ustalenie parametrów fizykochemicznych wód w cieku zasilanym z wypływów wód podziemnych zachodzi stosunkowo szybko na pierwszych kilkunastu metrach cieków, po czym wolniej na kolejnych kilkudziesięciu metrach. Zachwianie tej tendencji może nastąpić, gdy istnieje kilka innych źródeł zasilania, które powodują większą zmienność parametrów fizykochemicznych odpływających wód. Dzieje się tak szczególnie wyraźnie w przypadku udziału składowej powierzchniowej zasilania odpływu.

Na modyfikację składu chemicznego wód w niszy wpływają także osady źródłiskowe (por. rozdz. 8), zwłaszcza obecność materii organicznej działającej jak czynnik redukcyjny. Osady organiczne i chemiczne w zależności od tempa wysączenia się wód mogą stanowić dodatkową pulę dostawy sub-

stancji rozpuszczonych, zmieniając skład chemiczny wody. Wielkość zmian zachodząca w wodach powoli eksfiltrujących na zboczach lub w dnie nisz będzie zależna od typu osadów i wahań poziomu wód podziemnych. Ruch wody przez osady mineralno-organiczne i silnie rozłożony torf (współczynnik filtracji $2 \cdot 10^{-6}$ – $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) jest powolny, a zależnie od panujących warunków tlenowych w jego trakcie następuje przeobrażenie niektórych cech fizykochemicznych wody. W obrębie osadów organicznych w strefie wahań płytkiego poziomu wód podziemnych, przy deficycie tlenu i działalności mikroorganizmów, następuje redukcja stężeń biogenów. Obniżanie się potencjału utleniająco-redukującego z ubytkiem tlenu wywołuje zużywanie przez bakterie tlenu z tlenowych połączeń azotu, siarki i węgla, co prowadzi do spadku stężeń azotanów, siarczanów i rozpuszczonego ditlenku węgla w wodzie (Puchalski 1999; Michalska 2003a). Nisze źródłkowe mogą pełnić wówczas rolę bufora, wpływając na zmniejszenie dostawy do wód powierzchniowych substancji rozpuszczalnych między innymi azotanów. Efektywność tego oddziaływania zależy między innymi od hydrodynamiki wód podziemnych. W przypadku wypływów wód pod ciśnieniem w dnach nisz wypełnionych osadami mineralnymi nie występują warunki sprzyjające denitryfikacji i redukcji siarczanów, co potwierdzają badania G. Michalskiej (2003), J.T. Angiera i in. (2005) oraz J.A. Shabaga, A.R. Hilla (2010). W takich niszach skład chemiczny wód podziemnych znajduje bezpośrednio odzwierciedlenie w wodach cieków 1. rzędu, z możliwością dostawy ze zlewni zerowego odpływu wysokich ładunków związków biogenych, które przyczyniają się do eutrofizacji wód powierzchniowych. Wykazane przez szczegółowe kartowania hydrochemiczne duże zróżnicowanie cech fizykochemicznych wypływów wód podziemnych w obszarze źródłkowym ma podstawowe znaczenie dla metodyki badań krenologicznych.

7

PROCESY GEOMORFOLOGICZNE W NISZACH ŹRÓDLISKOWYCH

Nisze źródłiskowe w południowej części dorzecza Parsęty cechuje duże zróżnicowanie wielkości i kształtów (por. rozdz. 5). Morfologia nisz źródłiskowych, a zwłaszcza takie elementy, jak: głębokość, kształt i nachylenie zboczy, przejście między dnem niszy a zboczami, spadek dna niszy, są przejawem morfologicznego oddziaływania wypływów wód podziemnych, ale także uwarunkowują typ i natężenie współcześnie działających procesów rzeźbotwórczych. Rozwój badanych obszarów źródłiskowych następuje w efekcie działania zespołu procesów morfogenetycznych doprowadzających do powstania określonych mikroform i mezoform rzeźby. Przeprowadzone sezonowe kartowania morfodynamiczne obszarów źródłiskowych pozwoliły wskazać i scharakteryzować dominujące procesy morfolotwórcze w 88 obszarach źródłiskowych z wypływami:

- typu warstwowo-kontaktowego, warstwowo-erozyjnego oraz przelewowego,
- skoncentrowanymi w pozycji podzboczowej lub zboczowej.

7.1. Procesy rzeźbotwórcze i ich formy w niszach źródłiskowych

Początek koryta rzecznej w obszarze źródłiskowym funkcjonuje jako strefa przejściowa między domeną działających powierzchniowo, często rozproszonych procesów denudacji a domeną liniśnie skoncentrowanych procesów fluwialnych, głównie erozyjnych, prowadzących do rozcłonkowania powierzchni terenu (Dietrich, Dunne 1993; Ahnert 1998; Knighton 1998). W niszach źródłiskowych występują procesy charakterystyczne dla podsystemu stokowego oraz korytowego, których wspólnym elementem jest oddziaływanie wypływów wód podziemnych. Przeprowadzone kartowania geomorfologiczne obszarów źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty dokumentują przejawy morfologicznego oddziaływania nie tylko wypływów wód podziemnych, ale również wód powierzchniowych (spływu po-

wierzchniowego i korytowego), lodu włóknistego, siły grawitacji oraz roślinności, zwierząt i człowieka (tab. 13). Wymieniony zespół czynników morfogenetycznych ze składowymi przepływu wody w podsystemie stokowym powoduje działanie szerokiego spektrum współczesnych procesów rzeźbotwórczych w niszach źródłiskowych.

Wyniki prezentowanych badań na obszarach młodoglacjalnych oraz obserwacje terenowe obszarów źródłiskowych o podobnych uwarunkowaniach w kraju i na świecie potwierdzają wnioski m.in.: M. Banacha (1977), S.A. Schumma, L. Phillipsa (1986), W.E. Dietricha, T. Dunne'a (1993) i D.J. Nasha (1996), którzy wskazują na wspólne oddziaływanie kilka procesów geo-

Tabela 13. Zestaw procesów geomorfologicznych i ich skutków w niszach źródłiskowych

Proces geomorfologiczny	Miejsce występowania	Formy i bruki erozyjne	Formy i pokrywy akumulacyjne
Erozja źródłiskowa (denna i boczna)	zbocza i dno niszy	podcięcia, okapy erozyjne, skarpy, progi erozyjne, bruk erozyjny	stożki napływowe
Sufozja	zlewnia 0R, zbocza niszy	kanały sufozyjne, niecki i zapadliska sufozyjne	stożki i pokrywy sufozyjne, zerwy sufozyjne
Odpadanie, osypywanie, obrywanie, osuwanie	zbocza i dno niszy	urwiska, nisze obrywów, nisze osuwiskowe	stożki koluwalne, jęzory koluwalne
Spływ ziemny, spływanie z dużym udziałem wody	zbocza niszy	płytkie zagłębienia, niecki zlaziskowe	stożki koluwalne, pokrywy spływowe
Spłukiwanie, erozja wąwozowa	zbocza niszy, zlewnia 0O	żłobki, bruzdy erozyjne, niecki zmywowe, podcięcia erozyjne, ostańce, bruk zmywowy	stożki deluwialne, stożki proluwialne
Procesy korytowe	dno niszy	koryto rzeczne, podcięcia fluwialne	formy denne, odsypy korytowe i pozakorytowe
Działalność biogeniczna	zbocza i dno niszy, zlewnia 0O	nory, jamy, wyleżyska, terasy zwierzęce, zagłębienia po wykrotach	wały wokół zagłębień po wykrotach, równiny akumulacji torfowiskowej, torfowiska źródłiskowe
Działalność antropogeniczna	zbocza i dno niszy, zlewnia 0O	ścieżki, formy erozyjne poniżej zabudowy hydrotechnicznej, rozcięcia drogowe, rowy melioracyjne, dreny	hałdy i kopce materiału kamienistego ²³ , nasypy drogowe, rowy melioracyjne

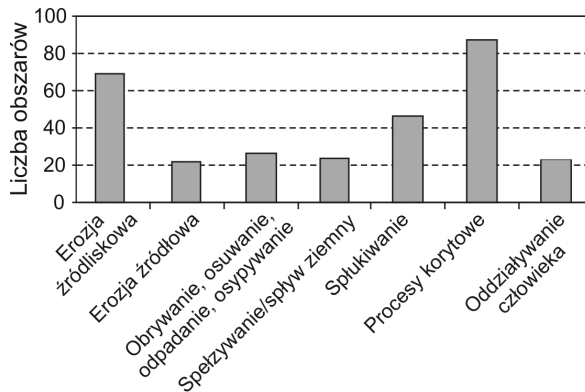
²³ J. Szpikowski (2010) proponuje dla antropogenicznych skupisk głązów stosować termin kamionka.

morfologicznych prowadzących do rozwoju nisz źródłiskowych, a w konsekwencji kształtujących sieć dolinno-rzeczną.

Analiza wyników kartowań geomorfologicznych pozwoliła na wyróżnienie następujących procesów morfogenetycznych aktywnych w niszach źródłiskowych:

- 1) erozji źródłiskowej z erozją źródlaną,
- 2) procesów geochemicznych,
- 3) grawitacyjnych ruchów masowych: odpadania, osypywania, obrywania, osuwania, spelzwywania, spływu ziemnego,
- 4) procesów stokowych z udziałem wody: splukiwania rozproszonego i liniowego,
- 5) procesów fluwialnych,
- 6) procesów biogenicznych,
- 7) działalności antropogenicznej.

W zależności od czynników morfogenetycznych oraz uwarunkowań regionalnych i lokalnych procesy te mają zróżnicowany udział w czaso-przestrzennym kształtowaniu mikro- i makrorzeźby nisz. Kartowania geomorfologiczne wskazują, że wody podziemne w strefach wypływu na powierzchnię stanowią wyróżniający się czynnik rzeźbotwórczy prowadzący do rozwoju nisz źródłiskowych. Większość z wymienionych procesów rzeźbotwórczych jest lub może być inicjowana z udziałem wypływów wód podziemnych, a ich natężenie regulowane jest czynnikami zewnętrznymi, takimi jak np.: wielkość opadów atmosferycznych, występowanie pokrywy śnieżnej i nalożdzi, oddziaływanie biosfery, a także narastająca ingerencja człowieka w obszary źródłiskowe. Erozja źródłiskowa (i źródłowa), która przejawia się podcinaniem zboczy i pogłębianiem dna, występuje we wszystkich badanych



Ryc. 57. Frekwencja aktywnych procesów źródłiskowych w badanych obszarach źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty

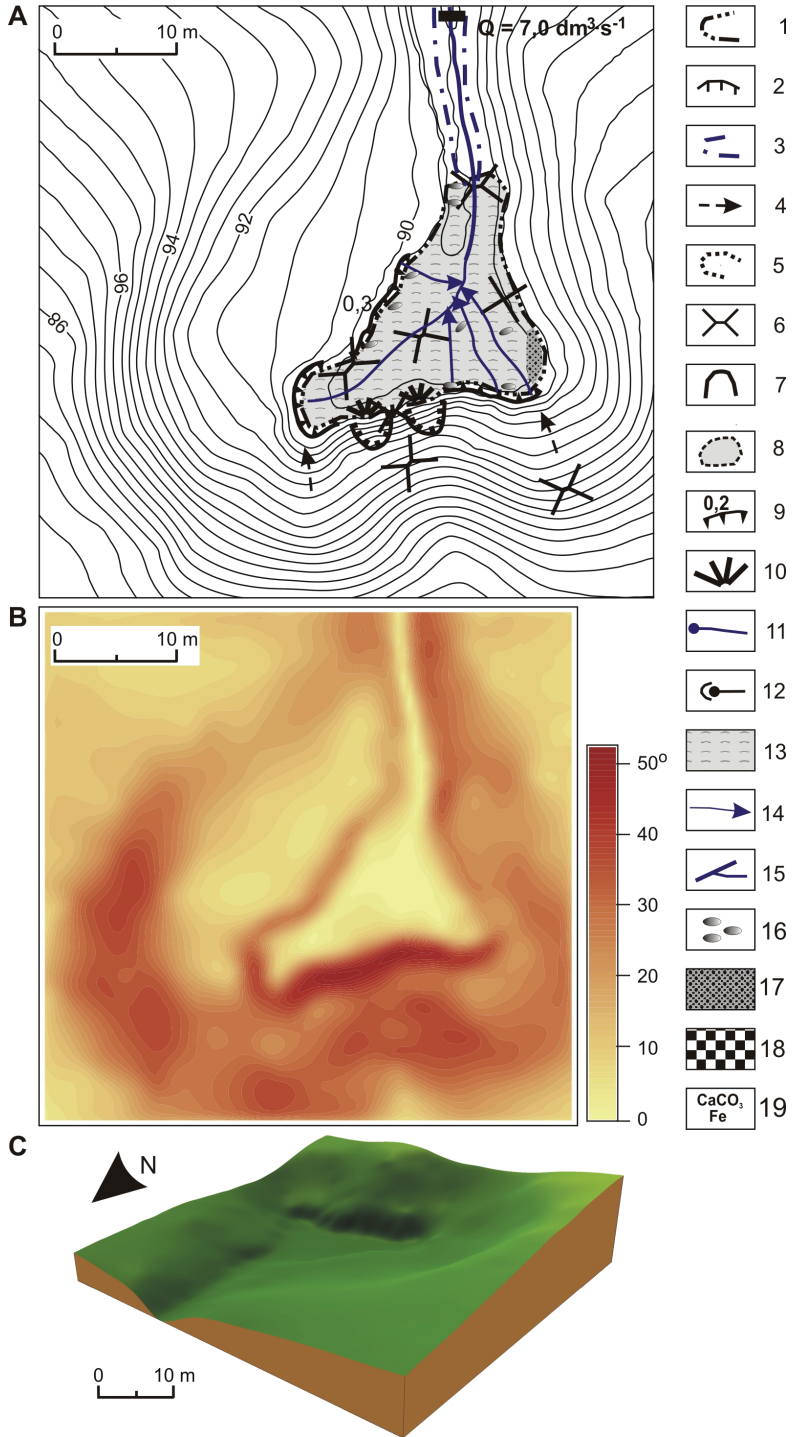
obszarach źródłiskowych (ryc. 57). Również procesy fluwialne notowane są w strefie wylotowej wszystkich badanych nisz źródłiskowych. Zapoczątkowany transport fluwialny powoduje, że materiał pochodzący z degradacji zlewni 00 i niszy źródłiskowej jest odprowadzany do cieku 1. rzędu. Procesy stokowe uaktywniane przez wody podziemne mają ważne znaczenie dla tempa rozwoju nisz i kształtowania zarówno zboczy nisz, jak i całego stoku. Brak tych procesów lub ich sporadyczne występowanie w części nisz wskazuje, że degradacja ich zbocza jest obecnie bardzo ograniczona.

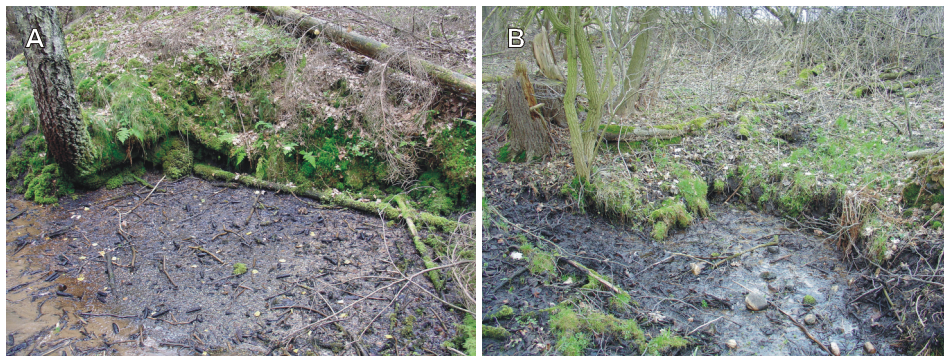
7.1.1. Erozja źródłiskowa (podcinanie, rozmywanie), sufozja

Czynnikiem morfogenetycznym erozji źródłiskowej są rozproszone albo skoncentrowane wypływy wód podziemnych. Mechanizm uruchomienia materiału klastycznego i rozpoczęcia transportu w strefie eksfiltracji był analizowany między innymi w doświadczalnych pracach R.M. Iversona, J.J. Majora (1986), A.D. Howard, C.F. MacLane'a (1988), G.A. Foga i in. (2006, 2007), G.V. Wilsona i in. (2007), M.L. Chu-Agora i in. (2008). W osadach luźnych, jak podkreślają R.C. Kochel i in. (1985) oraz R.M. Iverson, J.J. Major (1986), wielkość erozji zależy między innymi od: wielkości spadku hydraulicznego (traktowanego często jako wartość progowa), kierunku spływu wód w stosunku do kąta nachylenia stoku, wydajności eksfiltracji oraz cech osadów decydujących o przewodności hydraulicznej, a także inicjalnego ukształtowania terenu. Mechanizm erozji źródłiskowej jest w znacznym stopniu niezależny od skali przestrzennej.

Eksfiltrująca woda w strefach podzboczowych powoduje wymywanie i odprowadzanie cząstek osadów, co prowadzi do powstawania skarp i podcięć erozyjnych (fot. 1), których nachylenia osiągają lokalnie nawet 46°. Ich wysokość jest zróżnicowana w poszczególnych niszach. W niszy źródłiskowej Popielewo 4 podcięcia erozyjne z przewieszonym stropem, maskowane częściowo przez nawisy darniowe, osiągają wysokość do 0,3 m (ryc. 58), podczas gdy w niszy źródłiskowej Doble 1a liczą od 0,4 do 0,7 m (ryc. 59).

Podcięcia erozyjne powstałe w wyniku erozji źródłiskowej ulegają niszczeniu (poprzez obrywanie i osuwanie; *groundwater sapping*), co prowadzi do cofania zboczy inicjalnych (*headward erosion*) oraz rozrostu dna niszy (Kochel i in. 1985; Laity, Malin 1985; Iverson, Major 1986; Howard, McLane 1988; Dunne 1990; Nash 1997). Tempo cofania krawędzi erozyjnych zależne jest od zachowania równowagi dynamicznej pomiędzy intensywnością procesów niszczących a intensywnością procesów usuwających materiał zgromadzony u jego podnóża. Odprowadzanie materiału pochodzącego z procesów stokowych prowadzi do wykształcenia krótkiego wklęsłego załomu między





Fot. 1. Podcięcia erozyjne powstałe w wyniku podzbozcowej erozji źródłiskowej: A – nisza źródłiskowa na stanowisku Żarnowo 1, B – nisza źródłiskowa na stanowisku Wielawino 1a

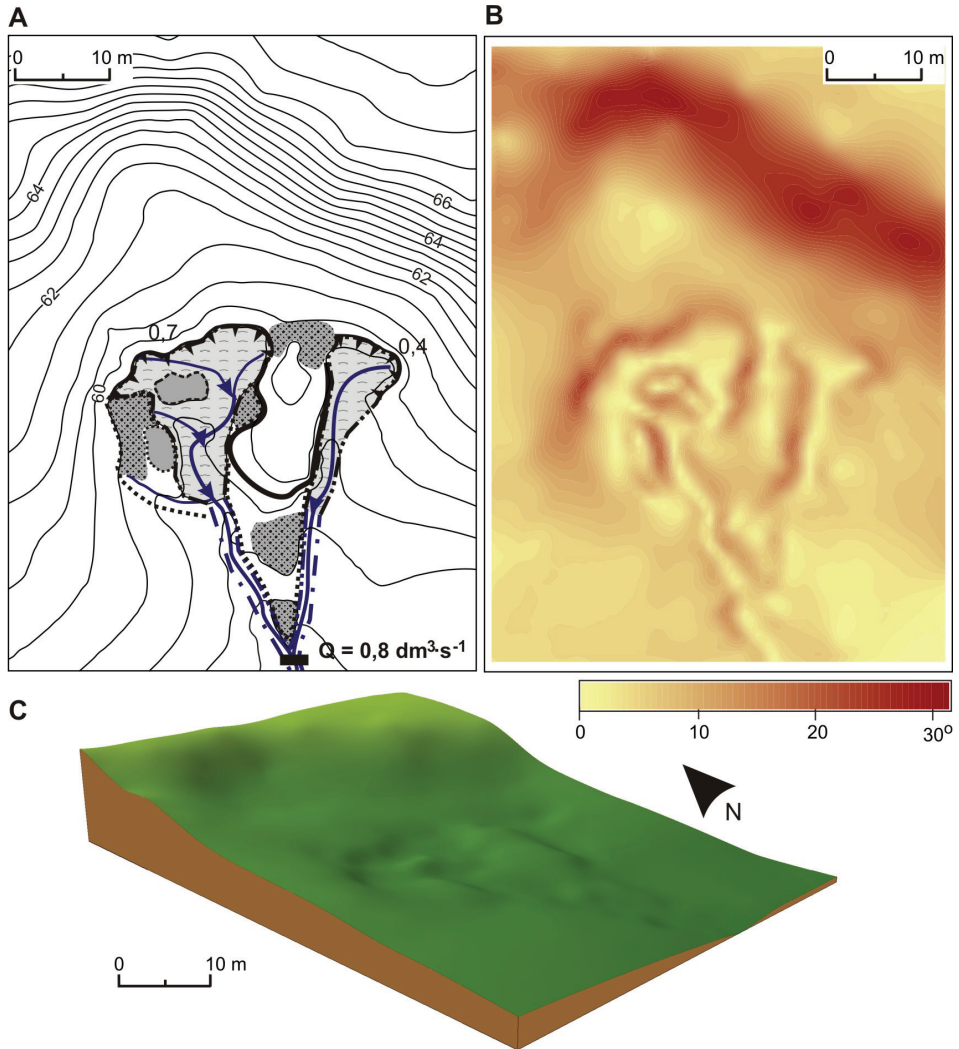
zbozcami a dnem niszy. W sąsiedztwie podcięć rozwijają się mało nachylone twarde fragmenty dna niszy o charakterze (mikro)pedymentu (ryc. 58, 59), często z brukiem erozyjnym.

Przebieg podcięć erozyjnych wyznaczający miejsca działania erozji źródłiskowej ma często układ kulisyowy wymuszony obecnością głazów i roślinności. Taki kulisyowy układ podcięć prowadzi do nierównomiernego cofania zboczy wokół dna niszy. Materiał pochodzący z erozji źródłiskowej buduje czasem niewielkie epizodyczne stożki napływowe u podnóża zboczy.

W przypadku nielicznych na badanym terenie źródeł basenowych (por. rozdz. 4) występuje erozja źródłana, która powoduje pogłębianie dna i poszerzanie/cofanie brzegów mis źródłowych. W szerszym kontekście erozja źródłana może także obejmować cofanie zboczy niszy. Na obszarze badań dużym limnokrenem jest źródło przelewowe na stanowisku Radomyśl 4 (tzw. źródło Krętacza; Szpikowski i in. 2006). Woda wypływa w dnie misy o głębokości około 1 m i średnicy 1,5 m, na jej zboczach widoczne są ślady niewielkich obrywów. Wypływająca pod ciśnieniem woda rozmywając osady

←
Ryc. 58. Strefy morfodynamiczne działania procesów morfogenetycznych w niszy źródłiskowej na stanowisku Popielewo 4 (A) na tle mapy spadków (B) i cyfrowego modelu wysokościowego o rozdzielczości 0,5 m (C)

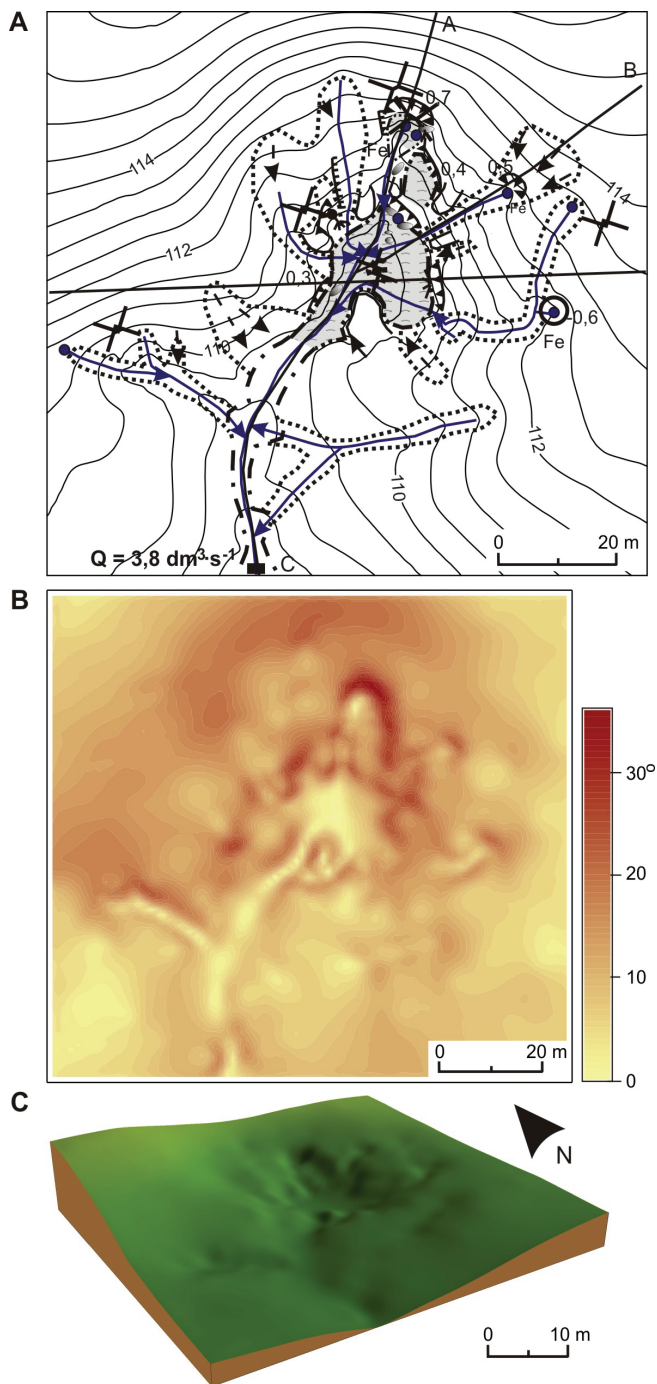
1 – strefa erozji źródłiskowej i źródłanej, 2 – zasięg ruchów masowych, 3 – strefa splukiwania rozproszonego, splęzywania, splywu ziemnego, 4 – splukiwanie linijne, 5 – strefa procesów korytowych, 6 – oddziaływanie życiowe biosfery, 7 – ostroga ostańcowa, 8 – kępa ostańcowa, 9 – podcięcia, progi erozyjne (wysokość w m), 10 – stożek napływowy, koluwalny, proluwialny, 11 – wypływ ze źródła, 12 – wypływ z kanału sufozyjnego, 13 – zasięg wycieku powierzchniowego, 14 – odpływ w bruzdach, 15 – odpływ korytowy, 16 – bruk erozyjny, 17 – osady mineralno-organiczne, 18 – torf, 19 – wytrącenia węglanu wapnia (CaCO_3) i żelaza (Fe)



Ryc. 59. Strefy morfodynamiczne działania procesów morfogenetycznych w niszy źródłiskowej Doble 1a na stanowisku Doble 1 (A) na tle mapy spadków (B) i cyfrowego modelu wysokościowego o rozdzielczości 0,5 m (C)

Objaśnienia jak na ryc. 58

dna, przyczynia się do pogłębiania i poszerzania misy źródlanej. Skoncentrowany wypływ ze źródła zapoczątkowuje odpływ w bruzdzie erozyjnej, przechodzący w odpływ korytowy z procesami erozji dennej oraz transportem fluwialnym (stanowisko Radomyśl 4, Parsęta 1). Poza dużymi limnokrenami występują małe źródła basenowe wchodzące w skład źródlisk (np. w obszarze źródliskowym Iwin 5 i 6). W obrębie niszy Iwin 5 w okresie ba-



Ryc. 60. Strefy morfodynamiczne działania procesów morfogenetycznych w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5 (A) na tle mapy spadków (B) i cyfrowego modelu wysokościowego o rozdzielczości 0,5 m (C)

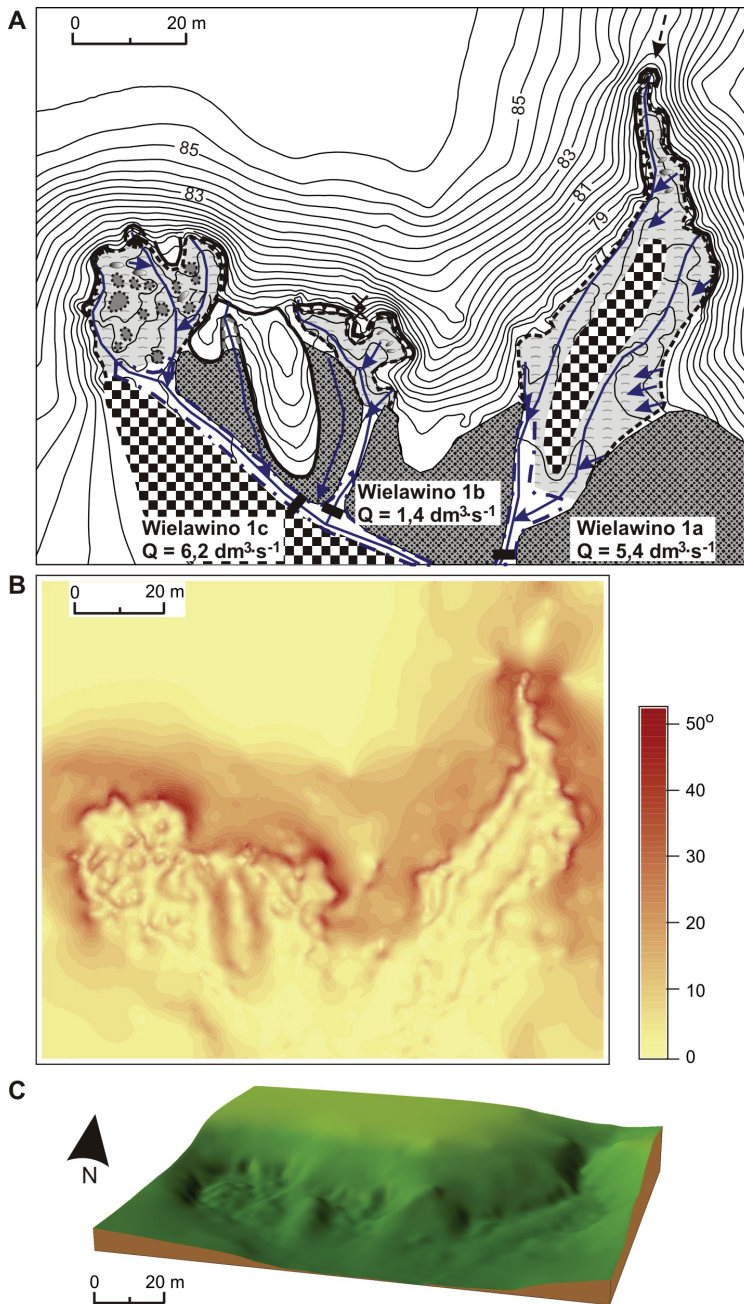
Objaśnienia jak na ryc. 58

dań funkcjonowało źródło ascensyjne S1 (ryc. 60). Woda wypływająca pod ciśnieniem w dnie zbiornika o średnicy 1 m i głębokości 0,6 m przyczyniała się przede wszystkim do pogłębiania i poszerzania strefy wypływu (erozja źródłana), a poniżej zbiornika do wykształcenia bruzdy erozyjnej o znacznym spadku. Zmniejszenie wydajności źródła spowodowało wypełnienie misy przez osady pochodzące z jej brzegów.

W obszarach źródłiskowych oprócz erozji powodowanej przez wody podziemne w strefach wysączenia się na powierzchnię terenu zwrócono także uwagę na przejawy erozji podziemnej (*subsurface erosion*), związanej z filtracją laminarną i fluacją (określaną przez M. Klimaszewskiego (1981) jako sufozja). Wody podziemne przesączając się w osadach luźnych (np. seriach fluwiogłajalnych, piaskach lodowcowych), mogą powodować rozmywanie i przemieszczanie cząstek mineralnych. Wydajność procesu erozji podpowierzchniowej zależna jest od zróżnicowania uziarnienia i sposobu ułożenia ziaren oraz istnienia odpowiednio wysokiego ciśnienia hydrostatycznego. W południowej części dorzecza Parsęty ślady podziemnego odprowadzania cząstek mineralnych nie są zbyt liczne, choć można przypuszczać, że obszary młodogłajalne zbudowane ze zróżnicowanych osadów z udziałem frakcji od pylastych do żwirowych mogłyby sprzyjać ich występowaniu. Efekty rozproszonej erozji podziemnej w postaci pokryw mułkowych bardzo rzadko obserwowane są u podnóży zboczy nisz, co może wynikać z małej intensywności procesów lub szybkiego odprowadzania osadów przez wody w dnie nisy.

Nieco częściej w porównaniu do rozproszonej erozji podziemnej obserwowano przejawy sufozji²⁴ w postaci skoncentrowanego spływu wody i rozmywania próżni po korzeniach drzew lub wokół korzeni żyjących drzew. Przepływ wody w obserwowanych kanałach występował podczas całego okresu obserwacji, a właściwości fizykochemiczne wpływających wód były zbliżone do wód wycieków i źródeł, co wskazuje na zasilanie kanałów przez

²⁴ Termin sufozja (*piping, tunnel erosion*) rozumiany jest jako wymywanie cząstek luźnych osadów przez skoncentrowany podziemny spływ wody odbywający się makroporami i kanałami podziemnymi zgodnie z definicją J.A.A. Jonesa (2004), stosowaną przez E. Verachtera i in. (2010). Sufozja w pracy została określona jako jeden z przejawów erozyjnej działalności wód podziemnych, chociaż często jest ona ograniczana tylko do okresowej działalności erozyjnej spływu śródpokrywowego w strefie aeracji. Dyskusja nad definicją erozji podziemnej (*subsurface erosion, seepage erosion*) i sufozji (*piping*) oraz wzajemnych relacji (nadrzędności jednego z terminów) znajduje się w licznej literaturze zagranicznej (m.in.: Higgins 1982; Dunne 1990; Dietrich, Dunne 1993; Nash 1996; Bryan, Jones 1997), natomiast rzadko w polskiej (Teisseyre 1994). Procesy te często występują wspólnie, stąd problem w ich rozłącznym zdefiniowaniu, a ustalenie jednoznacznych kryteriów ich wydzielenia wymaga między innymi rozpatrzenia tych procesów w stosunku do dróg spływu wody w podsystemie stokowym.



Ryc. 61. Strefy morfodynamiczne działania procesów morfogenetycznych w niszach źródłiskowych na stanowisku Wielawino 1 (A) na tle mapy spadków (B) i cyfrowego modelu wysokościowego o rozdzielczości 0,5 m (C)

Objaśnienia jak na ryc. 58



Fot. 2. Efekty procesów sufozyjnych: A – zniszczony wylot kanału sufozyjnego w niszy źródłiskowej na stanowisku Wielawino 1c, B – wylot małego kanału sufozyjnego i pokrywa mulkowa w niszy źródłiskowej na stanowisku Kłodzino 3

wody podziemne lub wody spływu śródpokrywowego (w niszy źródłiskowej Iwin 5). Pustki podkorzeniowe lub po korzeniach drzew obumarłych, ale także nory i korytarze zwierzęce lokalnie sprzyjają powstaniu kanałów sufozyjnych, które najczęściej mają średnicę do kilku-kilkunastu centymetrów, przy czym w strefach wylotowych ich średnice mogą wzrastać do kilkudziesięciu centymetrów na skutek oddziaływania procesów grawitacyjnych (odpadanie, obrywanie itp.), powiększających ich początkowe wymiary (fot. 2). Wyloty tych pustek podziemnych zlokalizowane w dolnej części stoku stanowią miejsca o największym punktowo tempie cofania zboczy niszy źródłiskowej. Do szybkiego cofania zboczy niszy źródłiskowej Iwin 5 (ryc. 60) i lokalnie jej kulisowego rozwoju przyczynia się obecność skoncentrowanego spływu podpowierzchniowego w małym kanale podziemnym o długości około 0,4 m. Wylot kanału uległ przesunięciu w wyniku zapadania stropu w latach 2002–2005 o 0,6 m. Ostatecznie materiał z mikroobrywu stropu kanału spowodował rozproszenie i zmianę miejsca wypływu wody. Natomiast w niszy Wielawino 1c kanał sufozyjny osiąga średnicę 0,5 m. Postępujące obrywanie wylotu kanału sufozyjnego, którego przebieg nawiązuje do pustek po korzeniach drzewa, spowodowało cofnięcie zbocza o prawie 1 m podczas roku (ryc. 61, fot. 2A). Materiał pochodzący z sufozji tworzy na dnie nisz stożki i pokrywy. Zarówno wymywanie sufozyjne oraz odprowadzanie cząstek mineralnych ze stożków i pokryw sufozyjnych decydują o lokalnie wydajnych miejscach dostawy osadów do transportu korytowego.

Efektom całości procesów związanych z działalnością wód podziemnych, również w strefie ich wypływu na powierzchnię terenu, jest erozja wsteczna (*headward erosion*).

7.1.2. Erozja denną

Dna nisz źródłiskowych modelowane są przez procesy erozji źródłiskowej powodowane przez eksfiltrujące wody podziemne, a w partiach wylotowych niszy przez erozję fluwialną związaną z organizującą się siecią koryt rzecznych. W strefie eksfiltracji na materiał klastyczny działają trzy siły: ciężkości, wlecząca i nośna (unosząca), nazywana siłą wysączenia, wywierana na ziarna przez wypływające wody podziemne. Siła wysączenia dominuje w wąskiej strefie eksfiltracji (*seepage front*), gdzie powoduje uruchomienie i odprowadzenie materiału, a w rezultacie erozję. Z obserwacji prowadzonych w dnie niszy Iwin 5 wynika, że wody podziemne wydostają się na powierzchnię pod ciśnieniem hydrostatycznym, a ich poziom stabilizował się na wysokości około 0,3 m n.p.t. (ryc. 29). Mała zmienność ciśnień piezometrycznych od lipca 2004 do czerwca 2005 r. wskazuje na stałość zasilania tej części niszy, a zarazem ciągłe rozmywanie dna oraz odprowadzanie materiału.

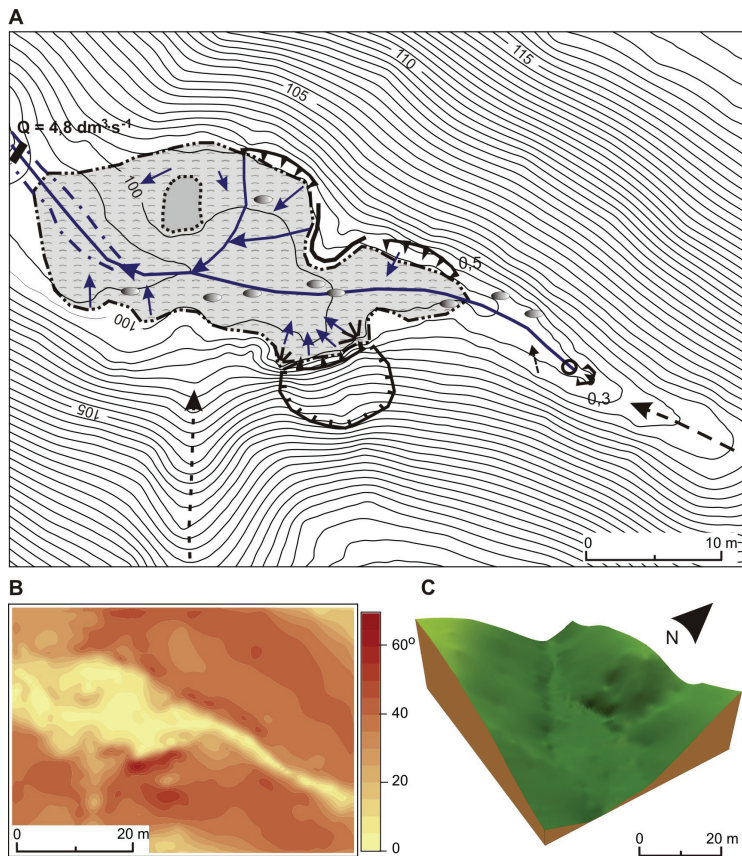
Zapoczątkowanie ruchu materiału ziarnowego wymaga osiągnięcia krytycznej wartości siły wleczącej. W luźnych osadach piaszczystych, w strefie eksfiltracji wód podziemnych mniejszy ciężar efektywny ziaren ułatwia ich odrywanie, natomiast z mobilizacją ziarna wpływ siły unoszącej gwałtownie spada (Howard, McLane 1988; Onda 1994). W strefie organizacji odpływu korytowego, a więc także w bruzdzie odpływowej, A.D. Howard i C.F. McLane (1988) uznają udział eksfiltrujących wód w erozji piaszczystego dna już za nieistotny.

Ze stałym lub okresowym odpływem wody wiąże się usuwanie materiału mineralnego, osadów organicznych, detrytusu roślinnego itp., pochodzących ze zboczy niszy. W efekcie na dnie niszy pozostaje grubofrakcyjny bruk erozyjny, a dno mogą urozmaicać kępy ostańcowe umacniane przez roślinność. Badane nisze źródłiskowe w 77% charakteryzują się dnami kształtowanymi obecnie przez procesy erozyjne. Dynamika rozwoju dna niszy ograniczona jest nośnością płynących wód powierzchniowych. W niszach, w których występuje mała zmienność wydajności wypływów (por. rozdz. 4), procesy rozmywania dna są typu sekularnego. Okresowo mogą być one ograniczone przez dostawę koluwiów lub deluwiów w rezultacie wystąpienia intensywnych procesów stokowych. Ale również zjawiska ekstremalne, takie jak wydajne opady atmosferyczne, które powodują wzrost znaczenia składowej powierzchniowej odpływu, mogą nasilić procesy erozji dna. Odprowadzanie materiału mineralnego i organicznego, pochodzących z procesów stokowych, z dna niszy źródłiskowej powoduje, że wzrasta powierzchnia dna niszy kosztem zlewni zerowego odpływu.

W niszach źródłiskowych włożonych, wrzecionowatych erozja źródłiskowa prowadzi do rozcinania i pogłębiania starszych form dolinnych, za-

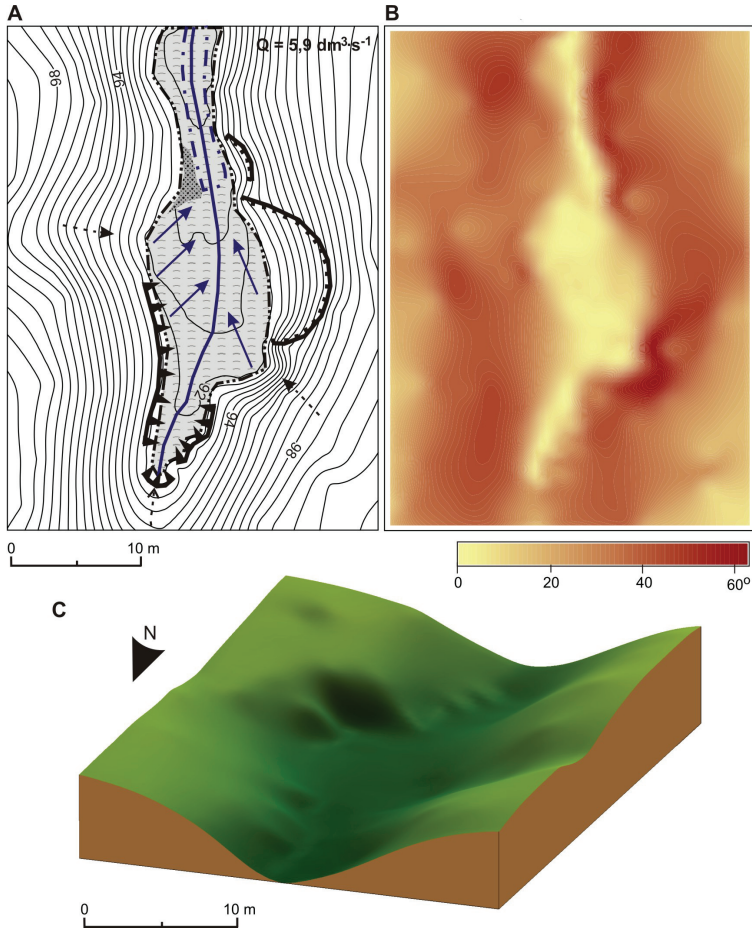
tem rozwija się próg erozyjny oddzielający dno erozyjne niszy od wypełnionego osadami deluwalnymi dna położonej powyżej dolinki lub niecki. Na stanowisku Koprzywno 1 dno niszy źródłiskowej od suchej części doliny oddziela próg erozyjny o wysokości 0,3 m (ryc. 62), w przypadku stanowiska Popielewo 5 wcięcie niszy w dno dolinki wynosi około 1,5 m (ryc. 63). U podnóża progów nie obserwowano występowania przegłębień, na podstawie których można by wnioskować, że w jego cofaniu biorą udział także wody spływu powierzchniowego ze zlewni 0R. Jednak udziału spływu powierzchniowego w rozcinaniu dna niszy źródłiskowej nie można wykluczyć.

W analizowanych niszach źródłiskowych następuje wystarczająca koncentracja wody, aby zapoczątkować odpływ w bruzdzie odpływowej, w któ-



Ryc. 62. Strefy morfodynamiczne działania procesów morfogenetycznych w niszy źródłiskowej na stanowisku Koprzywno 1 (A) na tle mapy spadków (B) i cyfrowego modelu wysokościowego o rozdzielczości 0,5 m (C)

Objaśnienia jak na ryc. 58



Ryc. 63. Strefy morfodynamiczne działania procesów morfogenetycznych w niszy źródłiskowej na stanowisku Popielewo 5 (A) na tle mapy spadków (B) i cyfrowego modelu wysokościowego o rozdzielczości 0,5 m (C)

Objaśnienia sygnatur jak na ryc. 58

rej miejsce pojawienia się procesów fluwialnych wyznacza początek koryta rzecznej. W niszach o znacznych nachyleniach dna, skoncentrowanych i wydajnych wypływach szybko wyodrębniane są bruzdy odpływowe, a erozja dena powoduje ich rozwój w głębszy, rozcinanie den i rozpoczęcie procesów korytowych. Przejście od bruzdy odpływowej do koryta rzecznej może być stopniowe lub skokowe w zależności od przebiegu spadku w profilu podłużnym. Tym samym tworzenie, występowanie i działanie procesów fluwialnych może mieć analogicznie zróżnicowany charakter.

W niszach o małej wydajności wypływów wód podziemnych istotne znaczenie w ich rozwoju odgrywa roślinność chroniąca dna przed rozmywaniem. Niemniej ważną rolę ograniczającą pogłębianie den nisz spełnia też warstwa rezydualnego bruku żwirowo-głazowego. W strefach dna niszy położonych poza zasięgiem wypływów wód podziemnych ma miejsce akumulacja osadów mineralno-organicznych i biogenicznych prowadząca do nadbudowywania dna niszy (por. rozdz. 8).

7.1.3. Procesy geochemiczne (wietrzenie chemiczne, ługowanie)

Włączanie materiału pochodzącego ze zlewni zerowego odpływu i zboczy niszy źródłiskowej do transportu w bruździe odpływowej i dalej w korycie rzeczonym dokonuje się także poprzez procesy denudacji chemicznej. Denudacja chemiczna na obszarach młodogłacialnych odgrywa istotną rolę i ma najczęściej większe rozmiary oraz natężenie niż denudacja mechaniczna (Zwoliński 1989; Kostrzewski i in. 1994; Smolska 1996; Kostrzewski i in. 2008). Szeroko rozumiana działalność morfogenetyczna wód podziemnych nie tylko uruchamia erozję wsteczną w obrębie niszy źródłiskowej, prowadząc do zaburzenia stabilności zboczy i ruchów masowych, ale również ma istotne znaczenie dla procesów ługowania osadów budujących zlewnię zerowego odpływu (powierzchniową i podziemną) oraz osadów deponowanych w obrębie niszy. Jak wspomniano, strefa młodogłacialna wyróżnia się intensywnymi procesami denudacji chemicznej, co przy wysokim odpływie jednostkowym wynika z dużej zawartości w osadach podłoża węglanu wapnia, którego ługowanie odgrywa zasadniczą rolę w kształtowaniu odpływu roztworów z wysoczyzn morenowych i równin fluwiogłacialnych do systemów rzecznych Pomorza, w tym także Parsęty (Zwoliński 1989; Kostrzewski, Zwoliński 1992; Kostrzewski i in. 1994; Mazurek 2000; Stach 2003; Szpikowska 2006).

Spływ jonowy w zlewniach źródłiskowych kontrolują procesy hydrologiczne i hydrochemiczne. Wody podziemne wypływające na powierzchnię w obrębie nisz źródłiskowych dostarczają do koryt rzecznych produkty wietrzenia chemicznego osadów polodowcowych, o czym świadczy przedstawiony w rozdziale 6 ich skład chemiczny. A. Stach (2003) podkreśla także zróżnicowany rozkład przestrzenny intensywności procesów denudacji chemicznej w zlewniach zerowego odpływu. Intensywne ługowanie ma miejsce u podnóża zboczy i w obniżeniach terenowych (np. w dnach rozcięć erozyjnych) ze względu na koncentrację dużej ilości wody. Ponadto, należy zwrócić uwagę, że czynne nisze źródłiskowe są obszarami podmokłymi. Efektem tego jest długotrwały kontakt wody z materią mineralną i organiczną, co nie jest

bez znaczenia dla intensywności procesów ługowania i transportu materiału rozpuszczonego odprowadzanego z nisz źródłiskowych.

W ilości materiału rozpuszczonego w korytach rzecznych ma swój udział także depozycja atmosferyczna (częściowo oczywiście pochodzenia antropogenicznego). G. Szpikowska (2006) oszacowała udział składowej atmosferycznej w denudacji chemicznej na badanym obszarze w latach 2000–2003 średnio na zaledwie 3,7%. Na obszarze badań zróżnicowany jest udział składników antropogenicznych w składzie chemicznym wód podziemnych (z nawozów, środków ochrony roślin, zanieczyszczeń bytowych). A. Kostrzewski, Z. Zwoliński (1985) w roku hydrologicznym 1985 ocenili udział składników nawozowych w wielkości ładunku składników rozpuszczonych w wodach powierzchniowych w zlewni górnej Parsęty na 20%. Ilość nawozów ługowana z pokrywy glebowej do wód podziemnych jest jednak trudna do wyznaczenia, bowiem ulega znacznym zmianom w zależności od rodzaju gleby, wielkości opadów i terminów wysiewu nawozów. Biorąc pod uwagę użytkowanie zlewni zerowego odpływu badanych cieków 1. rzędu, można przypuszczać, że ilość związków pochodzących z nawozów w wodach podziemnych jest obecnie mała, na co wskazują również niskie stężenia jonów azotanowych. W badanych okresowo obszarach źródłiskowych składnik antropogeniczny w postaci zanieczyszczeń bytowych ze zlewni podziemnych zerowego odpływu ma udział w ładunku materiału rozpuszczonego odprowadzanego ze stanowisk Wielawino 1 i Żarnowo 1. Wielkość odprowadzonych składników pochodzących z ługowania osadów, jak i z dostawy antropogenicznej może zmieniać się także w samym obszarze źródłiskowym wskutek procesów redukcji, utleniania, sorpcji w gruncie i retencji biologicznej. Niektóre z produktów ługowania przenoszone przez wody podziemne ulegają wytrąceniu w miejscu wypływu, tworząc osady źródłiskowe (por. rozdz. 8).

7.1.4. Procesy stokowe

Złożoność procesów związanych z wypływem wód podziemnych na powierzchnię terenu wynika także z faktu, że mogą one powodować niestabilność stoków w badanych niszach źródłiskowych poprzez przynajmniej dwa różne, aczkolwiek powiązane z sobą mechanizmy. Do bodźców prowadzących do powstania ruchów masowych w niszach źródłiskowych zaliczono:

- 1) erozję źródłiskową (hydrostatyczne i hydrodynamiczne oddziaływanie eksfiltrujących wód u podnóża zbocza) i sufozję, procesy te poprzez odprowadzenia cząstek osadów prowadzą do podcięcia stoku i zachwiania jego równowagi,

2) obciążenie eksfiltrującą wodą podziemną (ale również wodą z opadów atmosferycznych) osadów zalegających na zboczach, co wywołuje zwiększenie ciśnienia porowego i zmniejszenie wytrzymałości osadów na ścinanie zgodnie z równaniem Mohra-Coulomba.

W zależności od właściwości mechanicznych osadów, nachylenia zboczy, umiejscowienia i intensywności wypływów w kształtowaniu nisz źródłiskowych biorą udział takie ruchy masowe, jak: obrywanie, osypywanie, osuwanie, splezywanie i spływanie gruntu (ryc. 57). Procesy stokowe o różnej wielkości i intensywności związane są z niskimi skarpami erozyjnymi rozwijającymi się wokół dna niszy, ale także obejmują duże części zboczy nisz źródłiskowych. Niekiedy procesy stokowe na zboczach nisz mogą być kontynuacją procesów zachodzących na stokach otaczających nisze, jak również odwrotnie – mogą inicjować procesy stokowe w zlewni 00.

7.1.4.1. Grawitacyjne ruchy masowe

7.1.4.1.1. Osuwanie, odpadanie, obrywanie

W miejscach podzboczowego wypływu wód podziemnych erozja źródłiskowa prowadzi do powstania podcięć erozyjnych, które powodują naruszenie stateczności zboczy, w wyniku czego powstają obrywy i osuwiska. Ruch materiału rozpoczyna się w miejscu wypływu wód i przemieszcza w górę zbocza, gdzie ulega wygaszeniu. Zasięg pionowy tych ruchów w obserwowanych niszach wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, natomiast głębokość strefy objętej zniszczeniem nie przekracza 0,5–1 m.

Opierając się na przeprowadzonych kartowaniach geomorfologicznych, występowanie osuwisk i obrywów stwierdzono w 26 z analizowanych 88 nisz źródłiskowych (ryc. 57). Jedynie w pięciu niszach, których zbocza cechują lokalnie znaczne nachylenia, występują duże (bowiem obejmujące przynajmniej dolną i środkową część zbocza) obrywy lub osuwiska z osiadania. Nisze te wykazują epizodycznie znaczne tempo cofania zboczy, co prowadzi do szybkiego powiększenia ich powierzchni. Jedną z tych nisz jest Popielewo 4, w której występują dwa obrywy (ryc. 58, fot. 3A), większy z nich sięga do 2 m wysokości. Głębokość strefy objętej obrywaniem nie przekracza 0,5–1,0 m. Natomiast na stanowisku Koprzywno 1 występuje duże osuwisko delapsyjne (ryc. 62, fot. 3B). W jego górnej części na całej szerokości widoczna jest szczelina. Miejsca lokalizacji dużych osuwisk i obrywów stanowią strefy rozszerzeń na obwodzie dna, które mogą ukierunkowywać dalszą ewolucję nisz źródłiskowych.

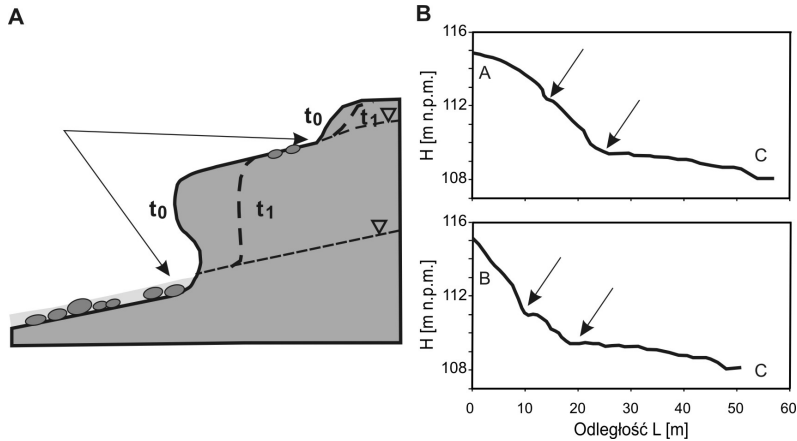


Fot. 3. Ruchy masowe inicjowane przez erozję źródłiskową: A – obrywy w niszy źródłiskowej na stanowisku Popielewo 4, B – osuwisko na zboczu niszy źródłiskowej na stanowisku Koprzywno 1

W niszach źródłiskowych o zboczowych wypływach wód podziemnych (por. stanowisko Iwin 5, ryc. 60) erozja źródłiskowa prowadzi do rozwoju niskich progów erozyjnych na różnych wysokościach zboczy. W niszy źródłiskowej Iwin 5 progi te osiągają maksymalnie do 0,7 m wysokości (ryc. 64). Niskie podcięcia erozyjne stopniowo podlegają procesom grawitacyjnym, a w wyniku ich cofania na przedpolu rozwijają się niewielkie spłaszczenia (mikro)pedyment. Procesy te wspólnie prowadzą do powstania wyraźnych załamów na zboczu i zróżnicowania spadków, a w konsekwencji utworzenia schodkowego profilu podłużnego stoku (*seepage slope*; por. Tanaka 1982). Sąsiadujące z sobą spłaszczenia na podobnym poziomie mogą się łączyć, zmieniając znacząco morfologię całego stoku.

W niszach źródłiskowych o dużej wydajności wypływów wody powodują szybkie odprowadzanie koluwium składanego u podnóża zboczy. Ukształtowanie zboczy rozwija się poprzez cofanie w wyniku powtarzających się epizodów podzboczowej erozji źródłiskowej i ruchów masowych. Podobny udział procesów w rozwoju zboczy obserwował, w trakcie badań prowadzonych w Japonii, Y. Onda (1994). Taka sekwencja procesów wiedzie do utrzymania znacznych spadków zboczy nisz oraz wykształcenia wyraźnie zaznaczonego odcinka wklęsłego stoku u podnóża przechodzącego w płaskie dno erozyjne niszy.

Przemieszczony materiał w wyniku ruchów masowych może być także czasowo akumulowany w postaci stożków usypiskowych (koluwalnych)



Ryc. 64. Etapy rozwoju progów erozyjnych w wyniku erozji źródłiskowej w okresie t_0 – t_1 (A) i profile schodkowe zboczy niszki źródłiskowej (B) na stanowisku Iwin 5

Strzałki wskazują miejsca występowania erozji źródłiskowej; linie profilowe zaznaczone na ryc. 60

oraz usypiskowo-napływowych. U podnóża zboczy jednak zwykle brak usypisk, ponieważ spływająca dnem woda odprowadza materiał. Strefa akumulacji podzboczowej okresowo chroni zbocza przed erozją źródłiskową. W pięciu niszach zanotowano występowanie różnej wielkości stożków koluwalnych, które utrudniają swobodny odpływ wód w strefie podzboczowej. W trakcie kartowania obserwowano ich rozmywanie i odprowadzenie osadów przez odpływające wody, co stwarza warunki do postępującego działania procesów grawitacyjnych i cofania zboczy.

7.1.4.1.2. Spęływanie, spływ ziemny

Silne uwodnienie osadów w strefach wycieków i wysięków zboczowych powoduje wzrost ciśnienia porowego, co wiąże się z występowaniem zwierciadła wód podziemnych nad potencjalną powierzchnią poślizgu. Warunki te prowadzą do zmniejszenia naprężenia normalnego, ograniczają spójność międzycząsteczkową osadów stokowych oraz zwiększają ich ciężar, co zmienia stabilność stoku i sprzyja przemieszczaniu osadów. Procesowi temu podlegają w badanych niszach źródłiskowych osady biogeniczne i mineralno-organiczne na zboczach. Głębokość strefy objętej ruchami gruntu nie przekracza 0,3–0,5 m. Przemieszczanie osadów w niszach źródłiskowych jest kombinacją spęływania i spływu ziemnego osadów w stanie saturacji. Wysoka zawartość substancji organicznej, przy silnym rozłożeniu humotorfu, sprzyja bowiem niskiej wartości granicy płynności tych osadów (<200%;

Myślińska 2001). W wyniku pełnienia materiału o wysokiej zawartości wilgoci na zboczach nisz miąższość warstwy organiczno-mineralnej jest znacznie zróżnicowana (m.in. stanowiska: Iwin 5, Przeradz 3, Radomyśl 5 i 6). Przesunięcie jest niewielkie, najczęściej dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów. Odsłonięte korzenie drzew i krzewów są wskaźnikiem procesów spęływania i spływu ziemnego, które prowadzą do rozwoju płytkich nieckek złaziskowych i obniżania powierzchni stoku. Niecki złaziskowe mogą być modelowane także przy współdziałaniu spłukiwania. Przemieszczany materiał zostaje osadzony w dolnej części zboczy lub dociera do dna, gdzie podlega transportowi wodnemu.

W przemieszczaniu materiału bierze udział również lód włóknisty. W okresie występowania przymrozków przy powierzchni terenu powstają igły lodowe podnoszące cząstki osadów. W czasie ciepłego dnia topią się one, łamią i przewracają, a materiał podniesiony ulega pelzaniu w dół stoku. Igły lodowe rozwijają się na kontakcie między wierzchnią warstwą gruntu o mniejszej wilgotności podścieloną warstwą wilgotniejszą. T. Gerlach (1966) szacuje wielkość jednorazowego przesunięcia podniesionej warstewki osadów, na średnim i mało nachylonym stoku użytkowanym rolniczo, na 3 mm. Lód włóknisty sprzyja także rozluźnianiu osadów, ułatwia uruchamianie i transport materiału przez zmyw powierzchniowy (Lawler 1993). Natężenie tego oddziaływania związane jest z liczbą przymrozków, ale także zależy od wilgotności osadów i ich składu mechanicznego (podatne są osady drobnoziarniste). Lód włóknisty obserwowano w niszy Iwin 5 na pozbawionych roślinności zboczach zbudowanych z piasków pylastych. Igły lodowe rozwijające się w niskich progach erozyjnych na zboczach niszy sprzyjały rozluźnieniu osadów i ich przemieszczaniu w dół stoku. Niestety, brak jest danych odnośnie liczby dni z przymrozkami wiosennymi i jesiennymi z okresu badań z postępowania meteorologicznego w Storkowie. Natomiast w latach hydrologicznych 1995–2000 liczba dni w roku z przymrozkami umożliwiającymi powstawanie i zanikanie lodu włóknistego wynosiła od 62 do 103, przy 82 dniach w pierwszym roku badań, tzn. w roku hydrologicznym 2000. Wielkości te wskazują na potencjalnie duży udział procesu związanego z lodem włóknistym w cofaniu progów erozyjnych.

7.1.4.2. Spłukiwanie

Na zboczach nisz źródliskowych w strefach wysięków oraz w miejscach o małej miąższości strefy aeracji, w czasie opadów atmosferycznych i topnienia pokrywy śnieżnej, następuje szybka zmiana położenia zwierciadła wód podziemnych i rozwój obszarów nasyconych. Obserwowano sezonowe

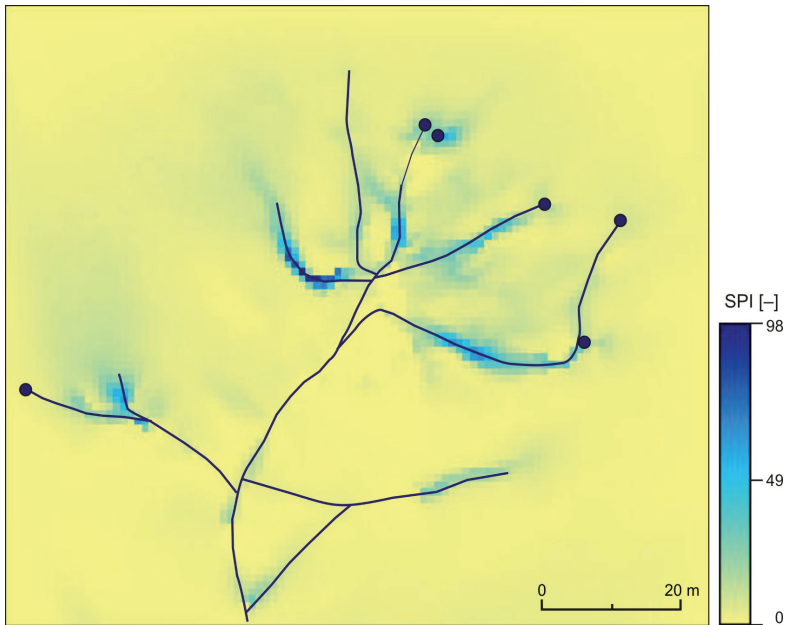
zmiany zasięgu obszarów stref nasyconych, jak również zmiany wywołane zdarzeniami opadowymi czy roztopowymi. Rozkład przestrzenny obszarów nasyconych dobrze nawiązuje do lokalnej topografii (krzywizny stoków), wpływającej na zbieżność linii spływu podziemnego i powierzchniowego (np. stanowisko Iwin 5, ryc. 30).



Fot. 4. Efekty spłukiwania: A – strefa spłukiwania powierzchniowego w niszy źródłiskowej na stanowisku Przeradz 3, B – rozcinanie przez erozję liniową zboczy niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5

Obszary nasycone stanowią strefę występowania spływu powrotnego (Burt 1986; Stach 2003) i spływu powierzchniowego nasyconego (Dunne 1980; Beven 1986; Dietrich, Dunne 1993; Stach 2003), których wody powodują rozmywanie osadów powierzchniowych (fot. 4A) i powstanie bruku zmywowego na zboczach. Na zboczach niszy źródłiskowej Iwin 5, zwłaszcza podczas kartowań wiosennych, obserwowano strefy występowania spłukiwania powierzchniowego (ryc. 60), które nawiązują do obszarów o wysokich wartościach topograficznego współczynnika wilgotności (TWI) (ryc. 30). Zdolność erozyjna spływu może znacząco wzrosnąć wskutek działalności zwierząt w miejscach ich żerowisk, ścieżek i wyleżysk. Erozję osadów ułatwić może także wcześniejsze oddziaływanie lodu włóknistego, obecność wykrotów, a także działalność człowieka (por. podrozdz. 7.1.5). Deluwia akumulowane są okresowo na zboczach lub docierają do dna niszy, gdzie zostają włączone do transportu w bruzdzie odpływowej lub w korycie rzeczonym.

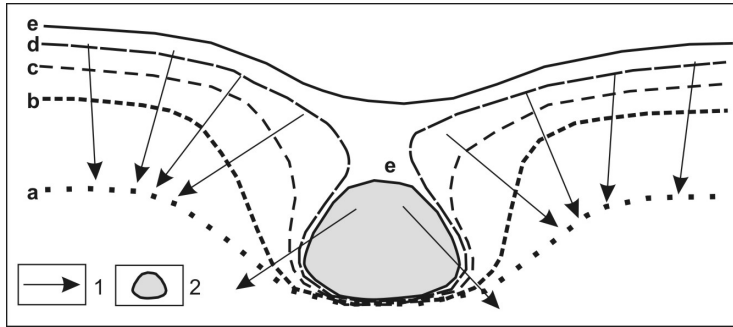
Lokalnie na wklęsłych segmentach zboczy, na obszarach nasyconych organizuje się spływ liniowy wody, którego działalność erozyjna prowadzi do rozwoju żłobków i bruzd erozyjnych o dużym nachyleniu dna (ryc. 60).



Ryc. 65. Indeks spływu wody (SPI) w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5

W badanej niszy źródłiskowej Iwin 5 rozkład największych bruzd na zboczach nawiązuje do maksymalnych wartości indeksu siły spływu (SPI²⁵), który można przyjąć za miarę potencjalnej siły erozyjnej wody (ryc. 65). Zwiększenie erozji jest potencjalnie następstwem wzrostu objętości spływającej wody i nachylenia stoku (Urbański 2008). Indeks ten ma zastosowanie w strefach, gdzie spłukiwanie liniowe uwarunkowane jest kształtem stoku. Również małe źródła i linie wycieków zlokalizowane na zboczach zapoczątkowują skoncentrowany spływ wody, prowadzący do erozji liniowej i wykształcenia wąskich rozcięć erozyjnych (ryc. 60, fot. 4B). Rozcięcia te mogą ukierunkowywać dalszy rozwój nisz źródłiskowych. Pomiędzy sąsiadującymi drogami spływu wód, które ulegają stopniowo pogłębianiu, wyodrębniają się niewielkie grzbiety (ostrogi ostańcowe), stanowiące zachowane fragmenty degradowanej powierzchni stokowej (stanowisko Iwin 5, por. ryc. 60 i Wielawino 1, por. ryc. 61). Badania poziomu wód podziemnych w niszy źródłiskowej Iwin 5 pozwoliły ustalić, że po dwóch stronach nasady ostrogi („szyi” per analogiam do zakola), w strefach zbieżnego spływu podpowierzchniowego, poziom wody podziemnej występuje na głębokości od 0,1 do 0,3 m n.p.t. Rozkład linii spływu podpowierzchniowego koncentruje

²⁵ Mapa rozkładu indeksu siły spływu SPI została przygotowana w programie TAS v.2.0.9.



Ryc. 66. Rozwój zbocza niszy źródłiskowej poprzez wyodrębnienie ostrogi i kępy ostańcowej w wyniku rozdzielenia dróg splywu wód podziemnych

a-e - etapy rozwoju ostrogi i kępy ostańcowej; 1 - kierunki splywu podpowierzchniowego i splywu liniowego powierzchniowego, 2 - kępa ostańcowa

się bowiem wzdłuż zboczy po dwóch stronach ostrogi, prowadząc do osuszania wysuniętej części ostrogi. W obrębie ostrogi poziom wody stabilizuje się na głębokości od 0,3 do 0,2 m p.p.t. Miejsce to charakteryzują również najniższe wartości topograficznego współczynnika wilgotności (por. ryc. 30). Ostroga rozdziela strefy zbieżności splywu wód podziemnych i powierzchniowych, które są bardziej podatne na działanie ruchów masowych i sfluwowania, co prowadzi do stopniowego zwężania nasady ostrogi (ryc. 66), a następnie jej rozczłonkowania i wyodrębnienia się na przedpolu kępy ostańcowej. Dalsza degradacja tak powstałej kępy w okresie obserwacji była hamowana przez roślinność.

Rozkład ostróg w niszy nawiązuje do lokalizacji wypływów, zróżnicowania litologii osadów zboczy oraz systemów korzeniowych drzew. Wydłużone ostrogi rozdzielają wyodrębniające się i sąsiadujące nisze w zagłębieniu źródłiskowym, co prowadzi do rozwidlania cieków. Układ zwierciadła wód podziemnych i kierunki ich splywu rozpoznane w niszy źródłiskowej Iwin 5 (por. ryc. 60) potwierdzają możliwość izolacji i przetrwania ostrogi między sąsiednimi niszami w pojedynczym zagłębieniu źródłiskowym. Podobne etapy rozwoju nisz przedstawiają W. Luo i in. (1997) na podstawie zarówno modelowania, jak i obserwacji terenowych.

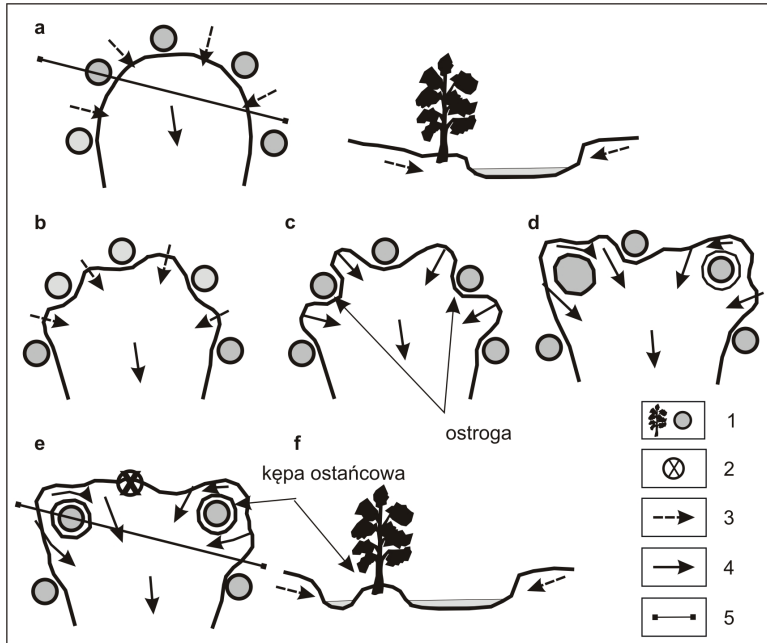
7.1.5. Procesy biogeniczne (oddziaływanie roślin i zwierząt)

W skali wielkości badanych nisz źródłiskowych roślinność ma duży wpływ na morfologię nisz i rozkład przestrzenny, natężenie oraz zmienność sezonową procesów morfogenetycznych. Roślinność kształtuje także bilans wodny i skład chemiczny wody oraz decyduje o środowisku życia organizmów. Ni-

sze źródliskowe stanowią w większości przypadków mokradła nietorfowe, w których zmiana warunków środowiskowych może prowadzić do rozwoju fitocenoz torfotwórczych. Jednocześnie występowanie zbiorowisk źródliskowych uzależnione jest od aktywności procesów erozyjnych (Mazurek, Osadowski 2009), które, jak zauważają J.K. Kurowski i in. (2008), wpływają na gęstość pokrywy roślinnej i udostępnianie nowych siedlisk gatunkom pionierskim. Wycinanie drzew lub ich naturalne wypadanie z drzewostanu (np. skutek silnych wiatrów) w obrębie całej niszy powoduje szybką zmianę w jej funkcjonowaniu, bowiem zwiększenie dopływu światła sprzyja rozwojowi roślinności światłolubnej kosztem gatunków ceniolubnych charakterystycznych dla obszarów źródliskowych (Wolejko 2000b; Kurowski i in. 2008). Rozwój roślinności zielnej w wyniku zmian warunków siedliskowych w niszy może sprzyjać akumulacji i nadbudowywaniu dna.

Na ograniczenie siły erozyjnej eksfiltrujących wód wpływa gęsta pokrywa mchów oraz systemy korzeniowe roślin zielnych i krzewów, które umacniają fragmenty zboczy i dna niszy, ograniczając tempo ich degradacji. Woda wynosi materiał spod darni, która tworzy nawisy darniowe maskujące podcięcia erozyjne w dolnej części zboczy nisz. Drzewa, zwłaszcza olsze czarne (*Alnus glutinosa*), ochraniają i stabilizują skarpy, a także ukierunkowują erozję źródliskową oraz rozwój podcięć erozyjnych. Olszom czarnym z siecią cienkich, splecionych z sobą przypowierzchniowych korzeni, przypisywana jest istotna rola ochronna w porównaniu z systemami korzeniowymi innych gatunków drzew, na przykład sosny (Białobok i in. 1980; Malik 2008). Drzewa rosnące na zboczach niszczonej przez erozję źródliskową wymuszają ich kulisowy rozwój (np. stanowisko Żarnowo 1, ryc. 67). W zboczu niszy między sąsiadującymi drzewami lub kępami drzew rozwijają się zatoki erozyjne. Selektywna erozja zbocza prowadzi do wydłużania zatok i wyodrębniania ostróg, a następnie ich stopniowego odseparowywania od zboczy nisz. Obszar między nowym zboczem niszy a ostrogą ostańcową wskutek postępującej erozji zostaje włączony w dno niszy. Z ostrogi wyodrębniają się kępy ostańcowe, które mogą być chronione przez drzewa (stanowisko Żarnowo 1). Obszar wokół pni na przykład olszy czarnej staje się siedliskiem dla innych gatunków runa. Na kępach zbudowanych z osadów mineralnych akumulowane są osady biogeniczne. Liczne tego typu formy o wysokościach dochodzących do 0,5 m występują w dnie niszy źródliskowej Nowe Dębno 6 (ryc. 68). Po przewróceniu drzewa rosnącego na kępie ułatwiona zostaje jej erozja, która na następnym etapie prowadzi do rozwoju płaskiego dna niszy, co obserwowano między innymi w dnie stanowiska Iwin 5.

Drzewa porastające zbocza i dna nisz stanowią jeden z czynników wpływających na rozwój jej rzeźby. Drzewa przewracając się, inicjują powstanie zagłębień na krawędziach i w zboczach nisz. W badanych niszach

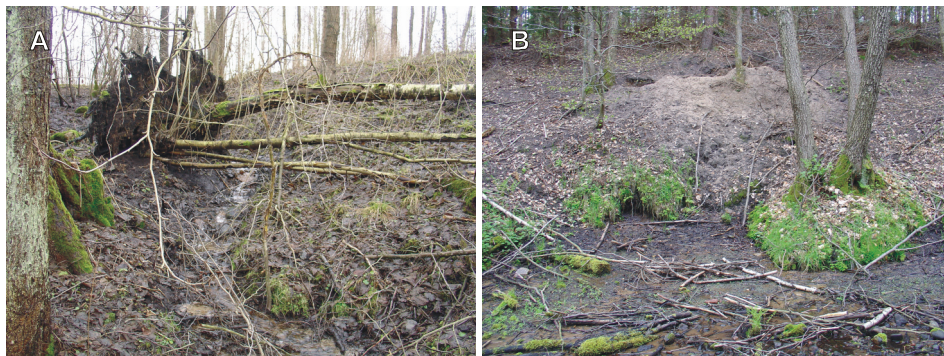


Ryc. 67. Rozwój kęp ostańcowych na obwodzie dna niszy z udziałem drzew

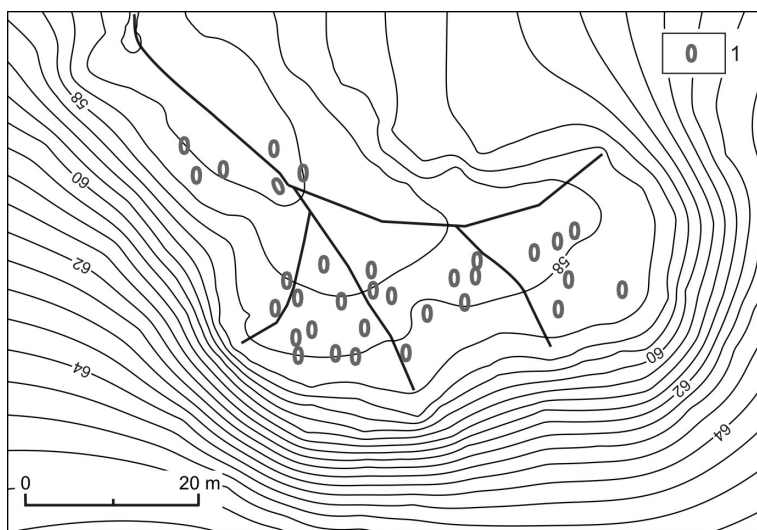
a-e - etapy powstawania ostańca w wyniku selektywnego cofania zboczy niszy, f - profil poprzeczny przez dno niszy po wyodrębnieniu kępy ostańcowej; 1 - drzewo, 2 - drzewo przewrócone, 3 - kierunki spływu podpowierzchniowego, 4 - kierunki spływu powierzchniowego, 5 - linia profilu poprzecznego

owalne zagłębienia wykrotów, o głębokości od 0,2 do 0,7 m i średnicy od 0,5 do 3,0 m, powstają po przewróceniu się drzew z gatunków olszy czarnej (fot. 5A) i świerka. Zagłębienia wykrotów, tak jak wskazuje między innymi T. Gerlach (1966), powstają wskutek osłabiania pozycji drzew w nasiąkniętym wodą gruncie lub wymywania osadów ze strefy korzeniowej. Zwiększenie liczby wykrotów obserwowano po okresach zimowych (m.in. na stanowisku Zwartowo 1 wiosną 2004). Zagłębieniom o wydartej z korzeniami warstwie osadów towarzyszyć mogą nabrzemia zbudowane z materiału przemieszczonego w korzeniach obalonego drzewa, które podatne są na rozmywanie. W zależności od pozycji na zboczach nowa mikrorzeźba może zwiększyć retencję powierzchniową i zmieniać drogi spływu wody. Pozostające na zboczach owalne zagłębienia po wyrwanych systemach korzeniowych drzew inicjują erozję poniżej nich. Pustki po korzeniach drzew mogą zostać wykorzystane przez wody spływu śródpokrywowego.

W miejscach o mało wydajnych wyciekach i wysiękach wód roślinność utrwala dno niszy, ograniczając rozmywanie i sprzyjając akumulacji. W dużych niszach o lokalizacji krawędziowej i korzystnych warunkach świetlnych,



Fot. 5. Formy biogeniczne w niszach źródłiskowych: A - wykrot w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 6, B - efekt działalności zwierząt na zboczu niszy źródłiskowej na stanowisku Kołacz 3



Ryc. 68. Lokalizacja kęp ostańcowych w dnie niszy źródłiskowej na stanowisku Nowe Dębno 6
1 - kępa ostańcowa

takich jak: Żarnowo 1, Sulikowo 2 i Piaski 4, dobrze rozwinięta roślinność chroni dno przed erozją lub przynajmniej znacznie ogranicza rozmywanie. Uwagę zwracają intensywne wypływy w dnie niszy, które tworzą duże strugi wody o znacznych prędkościach przepływu i dużej sile erozyjnej, co sprawia, że bruzdy odpływowe pozbawione są roślinności.

Pozostające na zboczach niszy duże fragmenty detrytus organicznego (pnie drzew, kłody) modyfikują warunki hydrauliczne splotu wody (przynajmniej do czasu rozkładu drewna), ukierunkowują linie splotu wody na

zbozczach i w dnie niszy, inicjują powstanie progów nadbudowywanych osadami deluwialnymi, a w dnie nisz wymuszają akumulację osadów, w tym także materii organicznej. W dnie niszy Ostre Bardo 5 tkwią dwie duże kłody (por. ryc. 79), które przechwyciły znaczną ilość materiału mineralnego i organicznego, w rezultacie powstał próg organiczny o wysokości 0,3 m. Akumulowany materiał jest kolonizowany przez roślinność zielną, która wpływa na utrwalenie formy. Stabilizacja takiego obszaru przez roślinność, przy równoczesnym wyodrębnianiu przez erozję opływającej go wody, może prowadzić do rozwoju kęp typu akumulacyjno-erozyjnego, co sugerują M. Miklas i P. Moniewski (2002). Kępy zbudowane z osadów organicznych i organiczno-mineralnych rozpoznano między innymi w niszy Białowas 1 oraz Wielawino 1a (ryc. 61).

Drewno powalonych i obumarłych drzew pełni również istotną funkcję w kształtowaniu ekosystemów nisz, zwiększając różnorodność siedlisk, produktywność biologiczną i stanowiąc pokarm wielu organizmów (Wołejko 2000b; Wyżga i in. 2003; Wrońska 2005). Natomiast w przypadku nisz wrzecionowatych z grupy morfologicznej III, wąskich, głębokich i wydłużonych (np. stanowisko Koprzywno 2, Popielewo 1), kłody mogą być ułożone poprzecznie do osi niszy, stanowiąc pomost między jej zboczami, nie wpływając na przebieg transportu dennego i procesów akumulacyjnych w dnie.

Obszary źródliskowe są również ostoją dla zwierząt, służąc jako żerowiska, wodopoje, miejsca schronienia i „kąpieliska”. Na zboczach wielu nisz obserwowano duże jamy i nory (prawdopodobnie wynik działalności lisów lub borsuków). Zwierzęce korytarze mogą ułatwiać przepływ wody w strefie aeracji i sufozje. Materiał przemieszczony na powierzchnię buduje kopce, które są łatwo rozmywane przez wody opadowe i roztopowe (fot. 5B). W poszukiwaniu pokarmu zwierzęta zdzierają wierzchnie warstwy gleby, spulchniając i mieszając ze ściółką, co ułatwia przemieszczanie materiału przez spływającą po stoku wodę. Na zboczach pozbawionych wypływów wód podziemnych obserwowano pelzanie materiału w wyniku wędrujących w poprzek stoku zwierząt. Wydeptywane przez zwierzynę płową ścieżki i terasy zwierzęce mogą ułatwiać spływ wody i stanowić źródło dostawy materiału. Aktywność biologiczna fauny glebowej wpływa także na powstanie pustek, które może wykorzystać przepływająca woda.

7.1.6. Oddziaływanie człowieka

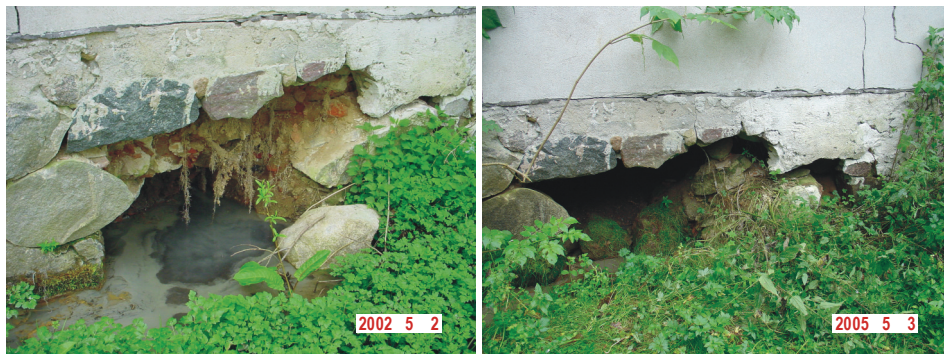
Stopień ingerencji człowieka w funkcjonowanie procesów źródliskowych jest bardzo różny. Jest on typu bezpośredniego i pośredniego. Skutki pośrednie wynikają ze zmian w sposobie użytkowania terenu, a zmiany te współwystępują ze zmianami stosunków wodnych w zlewni źródliskowej.

Zlewnie zerowego odpływu 44 obszarów źródłiskowych (50%) są całkowicie zalesione, w 31% ich użytkowanie jest mieszane – leśno-rolnicze, niecałe 5% stanowią zlewnie użytkowane rolniczo, a pozostałą część zlewni 00 zajmują grunty orne, którym towarzyszą użytki zielone, las lub zabudowa (por. podrozdz. 4.3.2.4). Zmiana użytkowania i wyrąb lasu w zlewni 00 wpływają z pewnością na zmianę odwodnienia dużych nisz. W okresie badań w czterech niszach służby leśne dokonały całkowitego lub częściowego wyrębu drzew, a następnie w obszarze źródłiskowym Storkowo 3 wprowadziły nasadzenia. Poza tym pozostawienie częściowo pni i gałęzi w dnie niszy zmieniło warunki spływu wody i lokalnie wymusiło depozycję materiału klastycznego.

Traktowanie obszarów źródłiskowych jako nieużytków ze względu na ich rzeźbę i stosunki wodne powoduje, że wokół krawędzi zagłębień źródłiskowych lub samych nisz zazwyczaj występuje pas drzew lub krzewów, zbocza są zalesione, w kilku przypadkach niszę otacza pas darni lub roślinności zielonej. Te pasy roślinności stanowią naturalną strefę ochronną, która zapobiega lub ogranicza dostawę materiału ze zlewni zerowego odpływu.

Działalność człowieka może hamować lub przyspieszać rozwój samych nisz źródłiskowych, zmieniając kierunek rozwoju stoku (por. Starkel 1960; Wrońska 2006b). Zabudowa hydrotechniczna wprowadzana w celu wykorzystania wód wypływów podziemnych, zasypywanie górnych fragmentów nisz czy zaorywanie mogą nie tylko utrudniać, ale całkowicie zahamować ich rozwój (Banach 1977; Miklas, Moniewski 2002). W obrębie kilku badanych obszarów źródłiskowych stwierdzono wyloty sączków drenarskich, co ukierunkowuje i ułatwia procesy erozji w ich sąsiedztwie. Zmiana lokalnej bazy erozyjnej w wyniku budowy grobli, zastawek i tworzenia stawów wymusza natomiast akumulację osadów i nadbudowę dna (stanowisko Iwin 4). Podobny skutek wywołują zlokalizowane poniżej nisz źródłiskowych drogi z przepustami (stanowisko Dębno 2 i 3 oraz Kłodzino 4). Natomiast prowadzenie dróg dojazdowych lub ścieżek wzdłuż górnej krawędzi nisz przyspiesza ich rozwój poprzez inicjację rozcięć na zboczach. Zaburzenie funkcjonowania naturalnych procesów źródłiskowych obserwowano także w wyniku prowadzonych prac podczas budowy ujęcia wody w obszarze źródłiskowym Luboradza 1, gdzie założenie kręgów betonowych w różnych częściach wrzecionowatej niszy spowodowało zmianę warunków wypływu wody na powierzchnię, a przemieszczeniu uległy miejsca wypływów i strefy erozji źródłiskowej.

Działalność erozyjna wypływów wód podziemnych może wywierać wpływ na działalność człowieka, powodując niszczenie gruntów ornych, dróg i budynków. W obszarze źródłiskowym Radomyśl 2 w okresie badań jedno ze źródeł uaktywniło się na krawędzi niszy, u podstawy budynku gospodarczego. W wyniku postępującej erozji następuje niszczenie fundamentów, co doprowadziło do powstania wyrwy i spękań ściany (fot. 6).



Fot. 6. Fundament budynku niszczoney przez erozję źródłową na stanowisku Radomyśl 2 w latach 2002 i 2005

7.2. Struktura czasowa procesów morfogenetycznych w niszach źródłkowych

Nisze źródłkowe cechują się zróżnicowaną dynamiką procesów rzeźbotwórczych. Intensywność procesów morfogenetycznych i rozwój nisz źródłkowych nawiązują do sezonowości meteorologicznej i hydrologicznej oraz sezonu wegetacyjnego. Efektywności procesów źródłkowych sprzyjają przede wszystkim wysokie stany wód podziemnych. Analiza wahań zwierciadła wód podziemnych poziomu przypowierzchniowego w niszy źródłkowej Iwin 5 i w piezometrze w zlewni Chwalimskiego Potoku dowodzi silnego wpływu warunków pogodowych na ich reżim. Stany maksymalne zwierciadła wody zaznaczają się zazwyczaj wiosną (marzec/kwiecień), a minimalne z końcem roku hydrologicznego oraz w listopadzie na początku kolejnego roku hydrologicznego. Najwyższe stany wody zarejestrowano w marcu 2002 r., co wynikało z intensywnych roztopów połączonych z wydajnymi opadami. Natomiast w przypadku zasilania nisz przez wody poziomu międzymorenowego górnego stany najwyższe występują od maja do sierpnia, a stany minimalne na początku roku hydrologicznego – grudzień–luty (por. podrozdz. 4.4.1.2). Odmiernym reżimem charakteryzowały się stany wód podziemnych w latach 2001 i 2003. Na sezonową zmianę poziomu wód przypowierzchniowych, wynikającą z warunków opadowych Pomorza Zachodniego, nakładają się także ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, takie jak: wysokie sumy opadów, głębokie przemarznięcie gruntu i posuchy (Zwoliński 2008), które mogą modyfikować rozkład czasowy procesów źródłkowych (por. podrozdz. 4.2.4).

Reżim wód podziemnych w strefie młodoglacjalnej oraz sezonowość szaty roślinnej stanowią o efektach procesów morfofenetycznych w okresie zimowo-wiosennym. Ze względu na wysokie stany wód podziemnych należy spodziewać się intensywnej erozji źródłiskowej, której nie ogranicza temperatura gruntu i roślinność. W dużych źródłiskach woda i osady podłoża nie zamarzają, a procesy wymiany ciepła między wodą a warstwą przygrunтовую powietrza wywołują w niszach „efekt cieplarniany”. U podnóża zboczy nisz wypływają cieplejsze wody, które sprzyjają ciągłej erozji źródłiskowej i rozmywaniu dna nisz. Przeprowadzane 10.12.2002 r. przy temperaturze powietrza -12°C pomiary temperatury wody wypływów wynosiły m.in.: $8,8^{\circ}\text{C}$ na stanowisku Żarnowo 1, $8,6^{\circ}\text{C}$ na stanowisku Wielawino 1c, $8,4^{\circ}\text{C}$ na stanowisku Radomyśl 4, $6,9^{\circ}\text{C}$ na stanowisku Iwin 5. Wysoka w stosunku do temperatury powietrza temperatura wody stwarza w niszach źródłiskowy mikroklimat, który umożliwia roślinom wczesną wegetację oraz występowanie w dniu roślinności zimozielonej *Cardamine Amara* i *Berula erecta*. Jednak w okresie zimowo-wiosennym roślinność ma ograniczone oddziaływanie na intensywność procesów degradacyjnych.

Na zboczach nisz w strefach wysięków obserwowano przemarznięcie gruntu i pokrywy nalodziowe (np. zimą 2002). Na obszarze badań zwraca uwagę duża liczba dni z warunkami umożliwiającymi powstawanie i znikanie lodu gruntowego. W latach hydrologicznych 2000–2004 na posterunku meteorologicznym w Storkowie odwilże śródzimowe odnotowywane były przez 434 dni (od 71 w 2001 do 108 dni w 2003). Woda opadowa i pochodząca z topnienia lodu powoduje w tym okresie saturację gruntu, który silnie uwodniony może przemieszczać się w dół stoku. Koncentracja spływu wody w segmentach zbieżnych zboczy skutkuje intensywnymi procesami erozyjnymi, rozwojem niecek i powstaniem bruku zmywowego, następuje także rozcinanie den bruzd odpływowych. Odwilże śródzimowe z opadami deszczu ułatwiają również inicjację ruchów masowych. Dodatkowo w okresie jesiennym i wiosennym, podczas występowania przymrozków, możliwe jest oddziaływanie lodu włóknistego, które sprzyja spęływaniu gruntu.

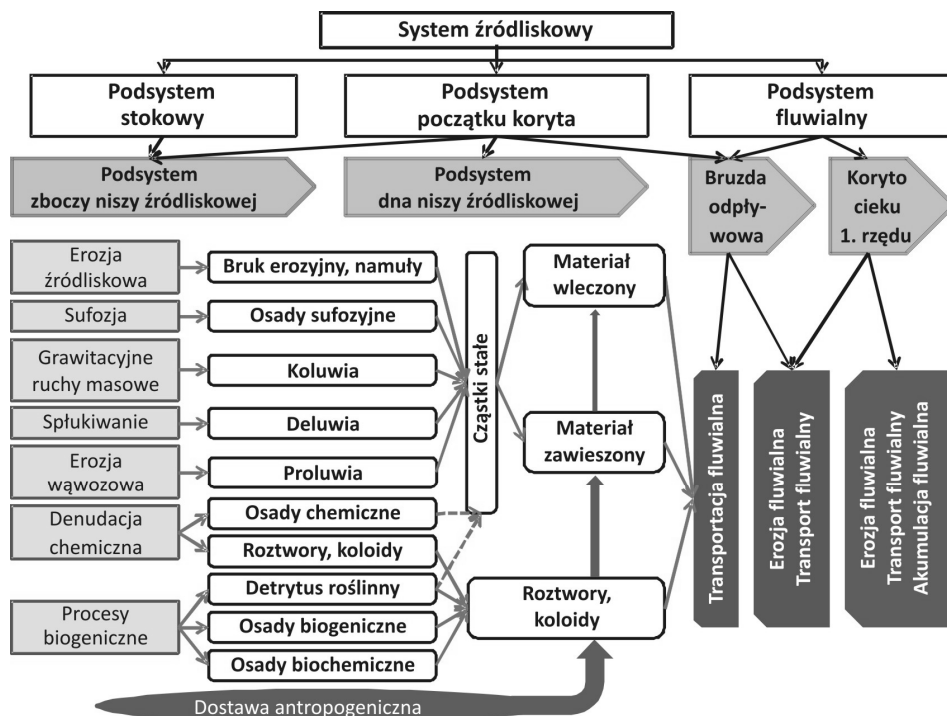
Okres zimowo-wiosenny ma także znaczenie dla przebiegu procesów fluwialnych, intensyfikują się procesy erozyjne, a zarazem zwiększa się dostawa materiału do transportu fluwialnego. W niszach obserwowano powstawanie wykrotów, co uruchamia dodatkowe źródło dostawy do transportu fluwialnego.

Aktywność części procesów źródłiskowych ulega osłabieniu z rozwojem wegetacji wiosną. Procesy ewapotranspiracji powodują obniżenie zasobności wód zaskórnych, kurczy się zasięg obszarów nasyconych, co eliminuje procesy spłukiwania i spływu ziemnego oraz ogranicza procesy spęływa-

nia. Degradacja płytkich nisz, o dużym dopływie światła, hamowana jest przez dobrze rozwiniętą i różnogatunkową roślinność higrofilną. Roślinność pokrywająca dno niszy ułatwia akumulację osadów. Temperatura wody i rozwój roślinności sprzyjają natomiast wydajności procesów geochemicznych. W całym okresie letnio-jesiennym dominują sekularne procesy erozji źródłiskowej, których intensywność wzrasta podczas letnich opadów. Mogą wystąpić również epizodyczne procesy masowe – osuwanie i obrywanie.

7.3. Źródła dostawy materiału do transportu fluwialnego w niszy źródłiskowej

Nisze źródłiskowe stanowią miejsca bezpośredniej łączności morfosystemu stokowego i korytowego, co sprzyja dostawie produktów degradacji stoków do koryta rzecznoego. Z przeprowadzonej analizy procesów występujących w badanych zlewniach źródłiskowych wynika, że źródłem osadów są przede wszystkim zbocza niszy i jej dno. Na wynoszony z obszarów źródłiskowych w zawieszynie materiał składają się drobnoziarniste frakcje osadów pochodzące z transportu stokowego i podziemnego oraz rozmywane osady w dnie niszy. Kartowanie geomorfologiczne wskazuje, że zlewnia zerowego odpływu ma udział w dostarczaniu materiału do koryta rzecznoego poprzez dostawę podziemną i cieków epizodycznych. Jedynie w przypadku nisz rozwijających się w dolnych częściach dolinek (typ morfologiczny nisz wrzcionowatych, typ III) możliwa jest epizodyczna dostawa materiału z wyżej położonej części doliny poprzez ciek epizodyczny. Wydzielone w niszach źródłiskowych strefy występowania zróżnicowanych procesów denudacyjnych i erozyjnych (ryc. 69) stanowią obszary dostawy osadów do transportu fluwialnego. Omówione procesy morfogenetyczne w różnym stopniu uczestniczą w dostawie materiału klastycznego do tworzącego się koryta rzecznoego w dnie niszy. Ich udział w poszczególnych obszarach źródłiskowych jest zróżnicowany w zależności od: morfologii niszy, litologii osadów, typu wypływów i warunków spływu wody. Część procesów (procesy geochemiczne, erozja źródłiskowa i procesy korytowe) odnotowywana jest przez cały rok (procesy sekularne), a ich intensywność zmienia się między innymi w zależności od wydajności ekfiltracji wód podziemnych, typu spływu oraz prędkości przepływu wody w niszy i korycie rzecznoym. Procesy grawitacyjne i spłukiwanie (najczęściej rozproszone) są okresowe czy wręcz epizodyczne. Wystąpienie obrywu lub osuwiska może wywołać dużą zmienność dostawy i transportu fluwialnego. Na spływ jonowy oraz odpływ zawiesiny z nisz źród-



Ryc. 69. Źródła dostawy materiału do koryta rzecznego w podsystemie początku koryta

liskowych oprócz aktywności procesów erozji, denudacji i akumulacji wpływa także zmiana wydajności wypływów, która nawiązuje do zmiany warunków meteorologicznych.

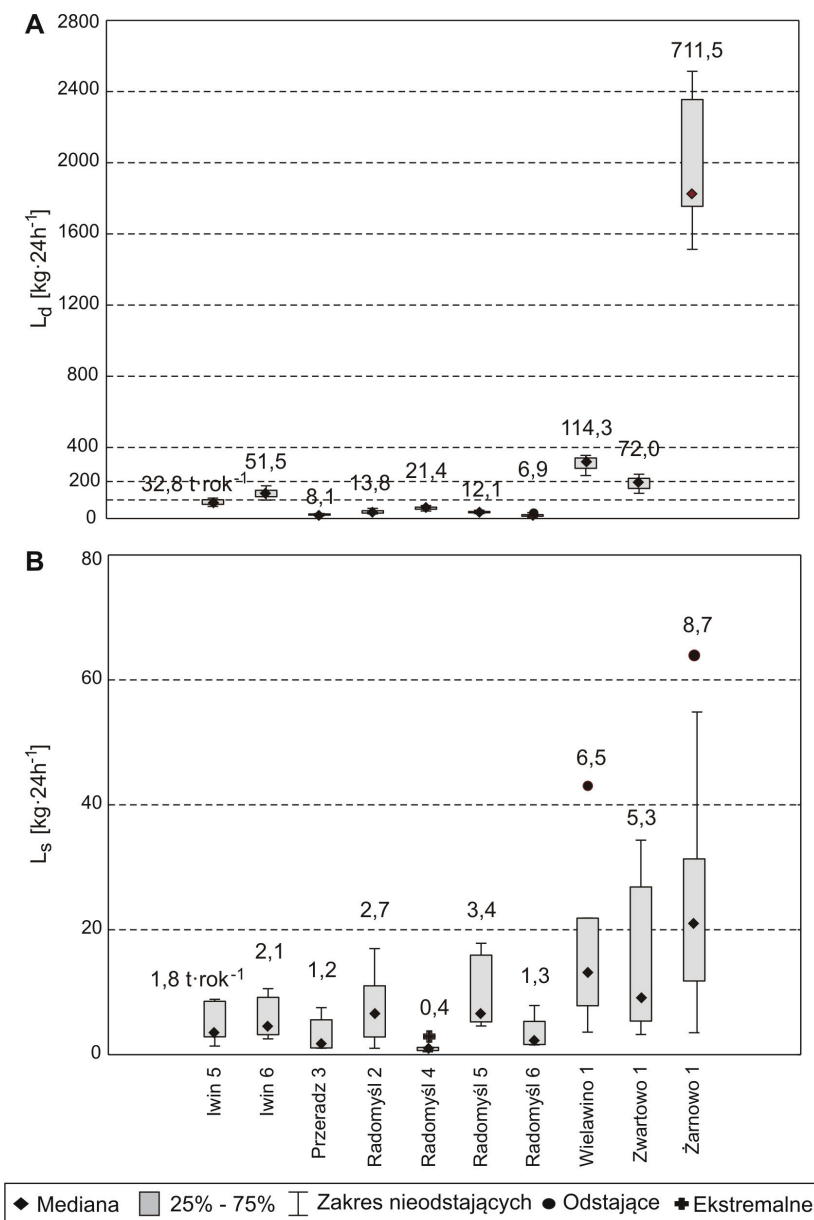
Wody w badanych ciekach źródłkowych cechuje małe zróżnicowanie koncentracji materiału rozpuszczonego oraz dobowego ładunku materiału rozpuszczonego, którego wartości ekstremalne zanotowane podczas pomiarów mieściły się w zakresie od 7,4 (stanowisko Radomyśl 6) do 2514,0 kg · 24 h⁻¹ (stanowisko Żarnowo 1, ryc. 70). Zmienność tego parametru miała różny przebieg. Większość stanowisk charakteryzowała się współczynnikami zmienności od 9,6 do 24,7%. Na takie wartości zmienności ładunku składają się zmienność składu chemicznego wód zasilających obszary źródłkowe i zmienność wydajności wypływów wód podziemnych. Największa zmienność dobowego ładunku materiału rozpuszczonego wynosząca 41% (także koncentracji materiału rozpuszczonego; Mazurek 2010) charakterystyczna jest dla wód wypływających z niszy źródłkowej Radomyśl 6. Przyczyny dużej zmienności odpływu jonowego (A_d) można upatrywać w udziale w zasilaniu cieków oprócz wód podziemnych wód spływu powierzchniowego, które

powodują rozcieńczania wód rzecznych. Zmienność czasowa koncentracji materiału rozpuszczonego może być większa na obszarach podlegających oddziaływaniu zanieczyszczeń antropogenicznych (stanowisko Żarnowo 1).

Transport materiału zawieszonoego w porównaniu z materiałem rozpuszczonym jest zdecydowanie bardziej zróżnicowany. Rozpoznanie zmienności koncentracji zawiesiny w wodach cieków wymaga ciągłego monitoringu, podczas gdy w tym przypadku dokonano zaledwie ośmiu pomiarów, które mogą dać tylko wstępne informacje o cechach transportu materiału zawieszonoego. Te pierwsze wyniki wskazują na znaczną rozpiętość dobowego ładunku zawiesiny (L_s), której ekstremalne wartości wynosiły od 0,5 (stanowisko Radomyśl 4) do $64,0 \text{ kg} \cdot 24 \text{ h}^{-1}$ (stanowisko Żarnowo 1, ryc. 70). Są to ilości mieszczące się w zakresach dobowego odpływu zawiesiny notowanych w odcinkach ujściowych małych cieków w strefie młodoglacjalnej (Kostrzewski, Zwoliński 1992; Kostrzewski i in. 1994; Florek i in. 2008). Współczynniki zmienności odpływu zawiesiny (A_s) są zdecydowanie wyższe (53,0–87,7%) niż w przypadku spływu jonowego (A_d). Dużą zmienność ilości odprowadzanej zawiesiny przy stabilnym zasilaniu i odpływie z nisz źródłiskowych należy wiązać z epizodycznością procesów denudacyjnych w niszach, których wyrazem jest wielkość dostawy materiału klastycznego do transportu fluwialnego.

Wartości koncentracji zawiesiny w profilach pomiarowych są także efektem transformacji transportowanego materiału z biegiem koryta, wynikającej między innymi ze spadku koryta i warunków spływu wody. Wzdłuż krótkich odcinków koryt cieków (do 300 m) w niszach obserwowano drobne formy akumulacyjne, między innymi odsypy pozakorytowe. W przypadku dużej dostawy osadów ze zboczy lub niewystarczającej zdolności transportowej płynącej wody uruchomiony w wyniku procesów stokowych materiał może zostać czasowo zdeponowany w postaci stożków: koluwalnych, sufozycznych, deluwialnych, a także napływowych. Materiał ten podlega stopniowo rozmywaniu i selektywnemu sortowaniu przez wodę wnoszącą w zawieszynie drobniejsze frakcje.

Dostępne pomiary koncentracji materiału rozpuszczonego pozwalają oszacować średni roczny spływ jonowy w obszarze źródłiskowym o największym wypływie na 711,5 t (Żarnowo 1, ryc. 70), natomiast w obszarze źródłiskowym o najmniejszej wydajności wynosi on 6,9 t (Radomyśl 6). Wartość spływu jonowego w przypadku najwydajniejszego źródła na terenie badań dobrze koresponduje z wynikami badań prowadzonych na terenie źródła Łyny o średniej wydajności $125 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Koc, Glińska-Lewczuk 2004). Średnio w roku ze źródeł odprowadzanych jest 1271 t substancji rozpuszczonych.



Ryc. 70. Ładunek materiału rozpuszczonego (L_d) i materiału zawieszonego (L_s) w wybranych obszarach źródłkowych: A - zmienność dobowego ładunku materiału rozpuszczonego (A_d) [$\text{kg} \cdot 24 \text{ h}^{-1}$] z obszarów źródłkowych od 16.10.2000 do 29.09.2005 r. (19 pomiarów), B - zmienność dobowego ładunku materiału zawieszonego (L_s) [$\text{kg} \cdot 24 \text{ h}^{-1}$] z obszarów źródłkowych od 1.10.2003 do 29.09.2005 r. (8 pomiarów)

Powyżej zakresu zmienności ładunków L_d (A) i L_s (B) dla poszczególnych stanowisk zadano szacunkowe wartości średniego rocznego spływu jonowego (A_d) i odpływu zawiesiny (A_s) [$\text{t} \cdot \text{rok}^{-1}$]

Okresowe pomiary transportu materiału zawiesinowego w 10 badanych obszarach źródłiskowych pozwalają szacować, że średnio w roku odprowadzone może być od 0,4 do 8,7 t zawiesiny (ryc. 70). Najniższy roczny odpływ zawiesiny zanotowano na stanowisku Radomyśl 4 (0,4 t), w której odpływ korytowy zasilany jest z dużego źródła basenowego. Natomiast najwyższa wartość A_s występuje w cieku zasilanym z najwydajniejszego badanego źródła Żarnowo 1. W otrzymanym zakresie zróżnicowania odpływu zawiesiny mieszczą się wartości odpływu wyznaczonego przez M. Mikłasa i P. Moniewskiego (2002) dla źródła Ciosny – 5,4 t, a dla źródła Rosnów – 5,7 t. Dodatkowo wymienieni autorzy dokonali szacunku wynoszenia materiału wlezonego odpowiednio na 3,9 t i 16,8 t, co wskazuje, że całkowita ilość materiału wynoszona z badanych obszarów źródłiskowym jest wyższa.

Z kartowania geomorfologicznego wynika, że nawet w małych zlewniach 1. rzędu w kształtowaniu ładunku zawiesiny bierze udział tylko niewielka jej część, w tym przypadku głównie nisza źródłiskowa. Powierzchnia alimentacyjna w jej obrębie zmienia się w zależności od: morfologii zboczy, stanu wilgotności gruntu, pokrycia terenu oraz działalności zwierząt. W warunkach hydrometeorologicznych lat 2000–2005 odnotowano przewagę, od 10 do 100 razy, ładunków dobowych materiału rozpuszczonego nad materiałem zawieszonym. Tak duże dysproporcje między spływem jonowym a odpływem zawiesiny charakterystyczne są dla pasa północnopolskich pojezierzy (Zwoliński 1989; Kostrzewski i in. 1994; Mazurek 2000), a zbliżony udział tych dwóch ładunków notowany jest tylko w okresach wezbraniowych (Kostrzewski i in. 1992; Florek i in. 2008).

7.4. Strefy morfodynamiczne nisz źródłiskowych

Rozwój nisz źródłiskowych odzwierciedlający się w mozaice procesów geomorfologicznych i ich formach, a następnie w typach morfologicznych nisz (por. rozdz. 5) jest efektem między innymi zróżnicowania hydrogeologicznego i odpowiadającej temu lokalizacji wypływów wody w niszy oraz siły motorycznej, która powoduje wypływ wody na powierzchnię. Rozmieszczenie i typ wypływów wód podziemnych wynikają ze: zróżnicowania właściwości filtracyjnych wodonośca, ukształtowania i nachylenia powierzchni kontaktu warstwy przepuszczalnej z nieprzepuszczalną oraz morfologii inicjalnego zagłębienia źródłiskowego. Istnienie warunków sprzyjających koncentracji wypływów wód podziemnych w strefach podzboczowych lub zboczowych powoduje nierównomierne cofanie się zboczy w wyniku erozji źródłiskowej i uruchamianych w następstwie procesów stokowych.

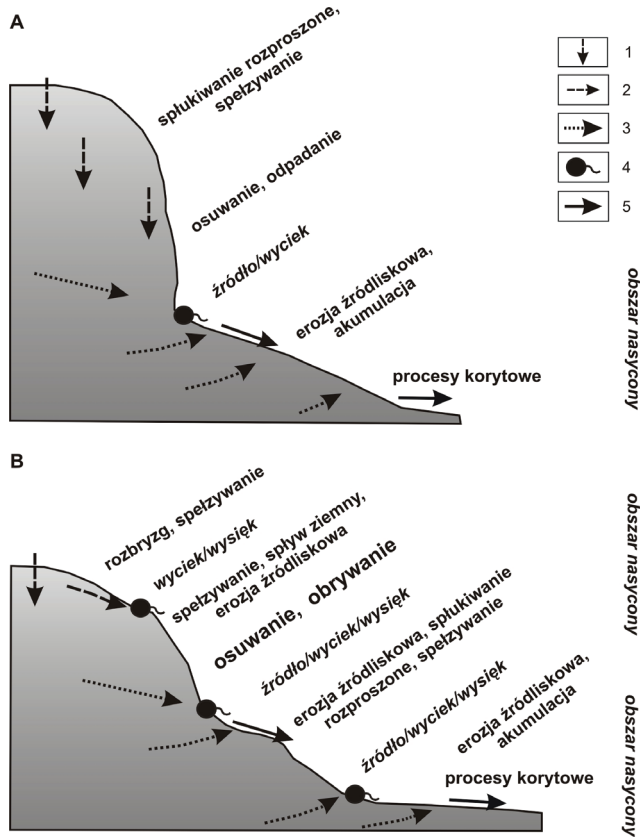
W niszach źródłiskowych, w profilu zbocza można wydzielić kilka stref różniących się dynamiką procesów morfogenetycznych (ryc. 71) i wydajnością dostawy materiału do transportu fluwialnego. Strefy te w rozumieniu A. Kostrzewskiego i Z. Zwolińskiego (1986) charakteryzują aktywność morfodynamiczną badanych nisz poprzez funkcjonujące w nich procesy dominujące i drugorzędne w dłuższej skali czasowej niż podczas pojedynczej obserwacji. Kolejno są to następujące strefy:

- 1) strefa procesów stokowych inicjowanych przez erozję źródłiskową: występuje na zboczach nisz; oprócz dominujących procesów erozyjnych zbocza rozwijają się z udziałem epizodycznych ruchów masowych, a przy wypływach zboczowych także poprzez spłyzywanie i splukiwanie powierzchniowe:
 - a) podstrefa równowagi stabilnej: obejmuje górne partie zboczy nisz o wypukłym profilu, utrwalone roślinnością, bez zauważanych przejawów działalności rzeźbotwórczej; w strefie tej odbywa się potencjalna alimentacja wód docierających spływem śródpokrywowym do dna nisz; wśród procesów drugorzędnych wymienić należy splukiwanie rozproszone, spłyzywanie na skutek działalności zwierząt; w obrębie spłaszczeń i zagłębień na zboczach, a także z udziałem detrytus roślinnego może wystąpić akumulacja utworów deluwialnych i biogenicznych,
 - b) podstrefa erozji źródłiskowej i procesów stokowych: obejmuje środkowe i dolne fragmenty zboczy nisz o znacznych spadkach, jej zasięg pionowy wyznacza oddziaływanie erozji źródłiskowej i wysokość przekształcania zbocza; przejawia się występowaniem podcięć erozyjnych oraz nakładających się na nie obrywów i osuwisk; w przypadku wypływów zboczowych występują procesy splukiwania, spłyzywania i spływu ziemnego, w strefie tej wykształcone są ostrogi i kępy ostańcowe;
- 2) strefa dominacji erozji źródłiskowej oraz akumulacji podstokowej: obejmuje część dna nisz otoczoną przez podcięcia erozyjne, w strefie tej występują procesy sekularne, stale działające w okresie obserwacji:
 - a) podstrefa współwystępowania erozji i akumulacji wypływów wód podziemnych dotyczy: obszarów przejściowych pomiędzy zboczem a powierzchnią dna; o większym nachyleniu i wklęsłym profilu; w tej strefie występują wypływy wód podziemnych; procesy akumulacji w dnie nisz mogą obejmować depozycję drobnych osadów mineralnych, a także osadów biogenicznych i chemogenicznych; w strefie tej oderwany, osunięty i zmyty materiał ze zboczy jest czasowo akumulowany u podnóża w postaci stożków i pokryw kolu-

wialnych, deluwialnych, proluwialnych, sufozyjnych; rozmywanie tych osadów w sytuacjach podzboczowych sprzyja inicjowaniu kolejnych procesów grawitacyjnych związanych z zachwianiem równowagi zbocza niszy,

- b) podstrefa erozji źródłiskowej dennej: obejmuje podzboczową powierzchnię dna niszy; dominującym procesem jest rozmywanie i pogłębianie dna nisz pozostawiające pokrywy bruku erozyjnego; w miejscach o niewielkiej intensywności rozmywania może wystąpić depozycja biogeniczna i chemogeniczna;
- 3) strefa procesów fluwialnych obejmuje chaotyczne i zorganizowane strugi wody w dnach nisz, w trakcie rozwoju ta strefa wydłuża się z przemieszczaniem się erozji źródłiskowej w górę stoku:
- a) podstrefa transportowo-erozyjna: strugi wody zasilane są wypływami, z których woda płynie całą lub większością szerokości dna niszy; stopniowo wyodrębniają się strugi organizujące się w bruzdy odpływowe, w których dominującym procesem jest transport materiału mineralnego i organicznego z pozostałych części niszy; w miarę wzrostu długości bruzdy procesom transportowym zaczynają coraz częściej towarzyszyć lokalne procesy erozji dennej i bocznej,
 - b) podstrefa współwystępowania erozji, transportu i akumulacji rzecznej: zajmuje wylotowe części nisz, niekiedy jednak sięgając dość głęboko do wnętrza nisz; pojawienie się w bruzdzie odpływowej procesów akumulacji osadów mineralnych dopełnia spektrum procesów fluwialnych i bruzda przekształca się w koryto rzeczne, w którym rządzą prawa hydrauliki spływu wody, decydujące o pełnym wykształceniu procesów erozji, transportu i akumulacji rzecznej; w odróżnieniu do bruzdy odpływowej w korycie rzeczonym można wydzielić subaeryczne krawędzie koryta oraz obecność form dennych zarówno erozyjnych, jak i akumulacyjnych; procesy erozyjne w korycie rzeczonym mogą rozcinać i odprowadzać osady źródłiskowe, jak również osady podłoża niszy.

Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Parsęty jest dalszym ciągiem rozwoju form odziedziczonych po morfogenezie glacialnej i peryglacialnej. Zmiany w rzeźbie na obszarach młodoglacialnych wykorzystywanych rolniczo następują przede wszystkim w wyniku spłukiwania (Szpikowski 2003; Smolska 2005; Kostrzewski i in. 2008). Proces ten prowadzi do erodowania górnych i środkowych części stoków, a nadbudowywania dolnych odcinków stoku i podnóża. Natomiast A. Stach (2003) w modelu rozwoju stoku zachodzącym z udziałem procesów ługowania pokrywy glebowej zakłada obniżanie wierzchołków i wzrost nachylenia u podnóża stoku.



Ryc. 71. Zróżnicowanie procesów rzeźbotwórczych w profilu podłużnym niszy źródłiskowej w zależności od warunków hydrogeologicznych i hydrologicznych: A - nisza z podboczowym wypływem wód podziemnych, B - nisza ze zboczowymi i podboczowymi wypływami wód podziemnych

1 - infiltracja, 2 - kierunek spływu podpowierzchniowego, 3 - kierunek ruchu wód podziemnych, 4 - wypływ wód podziemnych, 5 - kierunek spływu powierzchniowego

Nisze źródłiskowe na obszarach młodogłacjalnych wyróżniają się jako miejsca silnych przekształceń stoków, które modelowane są poprzez kilka typów procesów:

- 1) procesy erozyjne (erozji źródłiskowej),
- 2) procesy erozyjno-osuwiskowe (lub obrywowe),
- 3) procesy erozyjno-denudacyjne.

W profilach poprzecznych niszy źródłiskowych można wyodrębnić wypukłe zbocza o znacznym nachyleniu, płaskie dna niszy i łączący te dwa elementy krótki odcinek wklęsły stoku. Degradacja z udziałem procesów obrywania i osuwania obejmuje dolny i środkowy odcinek stoku, prowadząc

do zwiększenia jego stromości i równoległego cofania. W efekcie powstaje powierzchnia zrównania o cechach pedymentu. Przy braku ruchów masowych środkowy, wypukły fragment stoku podlega słabej denudacji mechanicznej i niewielkiemu ługowaniu. Obszar erozyjnej działalności wód podziemnych to strefa wzmocnienia kontrastów morfologicznych – zwiększenia nachylenia i wynoszenia materiału. Dolny odcinek stoku podlega nie tylko działaniu erozji źródłiskowej, ale także intensywnemu ługowaniu. Procesy denudacji mechanicznej i chemicznej osiągające największą intensywność u podnóża zboczy prowadzą do rozwoju stoku o profilu wypukłym kosztem odcinka wklęsłego.

W niszach źródłiskowych o wpływach zboczowych powstaje natomiast schodowy profil stoku o lokalnych kontrastach rzeźby. Na schodowy profil stoku mogą składać się także progi założone na detrytusie drzewnym nadbudowanym deluwiami. W strefach o silnym uwilgotnieniu osadów rozwijają się natomiast procesy spełzywania, spływu ziemnego i spłukiwania rozproszonego, które powodują obniżanie i łagodzenie zboczy.

Przedstawiony rozkład procesów rzeźbotwórczych może prowadzić do cofania zboczy i rozwoju obszarów źródłiskowych (= początku cieków) kosztem zlewni zerowego odpływu w wyniku:

- 1) cofania równoległego zbocza i wzrostu kontrastów morfologicznych u jego podnóża, zachowując znaczne spadki,
- 2) obniżania (spłaszczania) i cofania zbocza poprzez etapy zwiększania kontrastów morfologicznych w miejscach lokalizacji zboczowych wpływów wód podziemnych.

Rozpoznane na podstawie badań terenowych strefy aktywności morfodynamicznych w profilu podłużnym obszarów źródłiskowych potwierdzają wydzielone w badaniach eksperymentalnych przez A.D. Howarda i C.F. McLane'a (1988) strefy erozji. Na rozwój nisz wpływają sekularne procesy erozji źródłiskowej i transportu fluwialnego przy epizodycznych ruchach masowych. R.G. LaFleur (1999) zauważa, że procesy erozji źródłiskowej przez ciągłość swego działania powodują stałe zakłócenie równowagi i zestromienie zboczy, przez co ich efektywność jest duża. Czynne nisze źródłiskowe w stadium dojrzałym pozostają w stanie równowagi dynamicznej i ich morfologia zmienia się w zależności od wielkości erozji źródłiskowej i możliwości odprowadzania jej produktów. Po osiągnięciu równowagi przez zbocza procesy degradacyjne pozostają skoncentrowane głównie w dnie niszy, prowadząc do jego rozmywania. Stabilizacja zboczy, wynikająca ze zmniejszenia nachylenia stoków oraz utrwalenia ich przez roślinność, przyczynia się do osłabienia przepływu osadów między podsystemem stokowym a korytowym. Przesunięcia lokalizacji i zmiany wydajności wpływów, aż do ich zaniku, mogą powodować przebudowę rozkładu prze-

strzennego stref morfodynamicznych i ostatecznie wygaszenie procesów źródłiskowych, przejście w fazę wypełniania osadami mineralnymi lub biogenicznymi niszy źródłiskowej, czyli zamieranie formy. Zmiany poziomu wód podziemnych i wzrost wydajności wypływów mogą ponownie uaktywnić erozyjne procesy źródłiskowe i skutkować odmłodzeniem rzeźby niszy źródłiskowej.

8

OSADY W NISZACH ŹRÓDLISKOWYCH

8.1. Uwarunkowania funkcjonowania środowisk sedymentacyjnych nisz źródłiskowych

Środowisko sedymentacyjne nisz źródłiskowych (subsystem początku koryta rzecznego) obejmuje obszar tranzytowy pomiędzy systemem depozycyjnym stokowym a fluwialnym. Obszar ten kształtowany jest przez naturalne wypływy wód podziemnych (por. rozdz. 3). Na obszarach źródłiskowych występują charakterystyczne warunki fizyczne, chemiczne i ekologiczne, które wpływają na zachodzące w tym środowisku procesy akumulacyjne oraz wynikające z nich właściwości i typy osadów źródłiskowych. Do zespołu tych uwarunkowań oraz czynników o cechach lokalnych i regionalnych należy zaliczyć:

- 1) budowę geologiczną, rzeźbę i pokrycie terenu zlewni zerowego odpływu, kształtujące czas i drogi przepływu wody, natężenie denudacji mechanicznej oraz skład chemiczny wód podziemnych zasilających niszę źródłiskową,
- 2) bilans wodny zlewni zerowego odpływu wpływający na sposób alimentacji i drenażu wód podziemnych,
- 3) głębokość, spadek i dynamikę zmian położenia zwierciadła wód podziemnych na zboczach i w dnie niszy, wpływające na typy i wydajność wód podziemnych,
- 4) rozmieszczenie, wydajność oraz siłę motoryczną powodującą wypływy wód podziemnych w niszy źródłiskowej,
- 5) prędkość eksfiltracji wód podziemnych i wielkość przepływu wody w dnie niszy - parametry decydujące o erozji oraz transporcie osadów, a także, jak zauważa L. Wołejko (2000b), o rozkładzie i charakterze siedlisk,
- 6) parametry fizykochemiczne wód zasilających niszę źródłiskową (temperatura, odczyn, potencjał oksydacyjno-redukcyjny, makroskład che-

miczny, zawartość biogenów, tlenu i CO₂) i ich małą zmienność w roku, co kształtuje chemizm środowiska depozycyjnego oraz kierunek sedymentacji chemogenicznej i biogenicznej,

- 7) morfologię nisz źródłiskowych (m.in.: głębokość, nachylenie, kształt zboczy i dna nisz), która warunkuje: mikroklimat (wielkość dopływu promieniowania słonecznego, temperaturę i wilgotność powietrza), spływ wody, położenie lokalnych baz denudacyjnych i rodzaj procesów stokowych,
- 8) współwystępowanie, zmienność i zróżnicowanie szeregu procesów morfogenetycznych wpływających na tempo dostawy, depozycję i odprowadzanie osadów z niszy źródłiskowej,
- 9) specyfikę ekosystemów źródłiskowych (Grootjans i in. 1999; Wołejko 2000b) oraz ich wpływ na intensywność procesów erozyjnych i akumulacyjnych, a także wielkość biogenicznego składnika osadów.

Wielkość zróżnicowania wymienionych uwarunkowań decyduje o zmienności środowiska depozycyjnego nisz źródłiskowych, które jest zależne zarówno od przepływu wód podziemnych, jak i od organizacji spływu wód powierzchniowych kształtujących złożone układy depozycyjne w niszach.

8.2. Litologia osadów w wybranych niszach źródłiskowych

Z przeglądu literatury dotyczącej typologii oraz klasyfikacji osadów mineralnych i biogenicznych w różnych środowiskach sedymentacyjnych wynikają duże rozbieżności w tym zakresie (np.: Okruszko 1989; Mycielska-Dowgiałło 1995; Bodenkundliche Kartieranleitung, 1996; Tobolski 2000; Myślińska 2001; Ilnicki 2002; Marcinek, Komisarek 2008). W dyskutowanych przez E. Myślińską (2001) polskich i międzynarodowych podziałach osadów z udziałem materii organicznej OM podawane są różne wartości graniczne (zwłaszcza górnej granicy), a sama autorka w proponowanym podziale gruntów organicznych wydziela grunty organiczno-mineralne o popielności 80-98% (OM 2-20%) oznaczonej w temperaturze 440°C. W *Systematyce gleb Polski* (Marcinek, Komisarek 2008) osady typu mineralno-organicznego o zawartości 10-20% substancji organicznej, zmniejszającej się stopniowo w głąb profilu, określane są jako utwory torfiaste.

Dla badanych osadów nisz źródłiskowych, po przeglądzie odmiennych poglądów w literaturze przedmiotu, w niniejszej pracy przyjęto następujący podział osadów: osady mineralne o zawartości materii organicznej poniżej 5%, osady mineralno-organiczne zawierające od 5 do 30% materii organicz-

nej oraz osady organiczne zawierające powyżej 30% materii organicznej. Podwyższoną granicę 5-procentową pomiędzy osadami mineralnymi i mineralno-organicznymi przyjęto z uwagi na powszechne występowanie części organicznych we wszystkich rodzajach osadów nisz źródłiskowych. Jako torf określano utwór sedentacyjnej genezy o przynajmniej 30-procentowej zawartości materii organicznej (Succow 1988; Błaszkiwicz 2005). Torfy występujące w obszarach źródłiskowych charakteryzują się znacznym rozkładem, możliwością udziału drewna i namytych części mineralnych (Tobolski 2000). Cechuje je zatem wyższa popielność (np. Myślińska (2001) podaje popielność do 80%). Ponadto, do typologii osadów nisz źródłiskowych wprowadzono określenie namuły (*Instrukcja*, 2004), które, jak się wydaje, najlepiej oddaje typ genetyczny osadów współcześnie deponowanych w dnach nisz źródłiskowych. Namuły przez E. Myślińską (2001) definiowane są jako osady powstałe w wyniku akumulacji składników organicznych i mineralnych w środowisku wodnym.

Nisze źródłiskowe na badanym obszarze wycięte są w: piaskach i żwirach fluwioglacjalnych, piaszczystych glinach morenowych, piaskach lodowcowych żwirowo-pylastych, piaskach i żwirach kemów oraz moren martwego lodu, a także piaszczysto-żwirowych osadach fluwialnych (tab. 4). Rola litologii osadów zlewni zerowego odpływu uzewnętrznia się w lokalnym zróżnicowaniu tekstury osadów podłoża niszy. Osady macierzyste podłoża są substratem osadów współczesnej sedymentacji w niszach i stanowią źródło dostawy materiału do koryta rzecznego. Poniżej przedstawiono charakterystyczne subsrodowiska depozycji w niszach źródłiskowych:

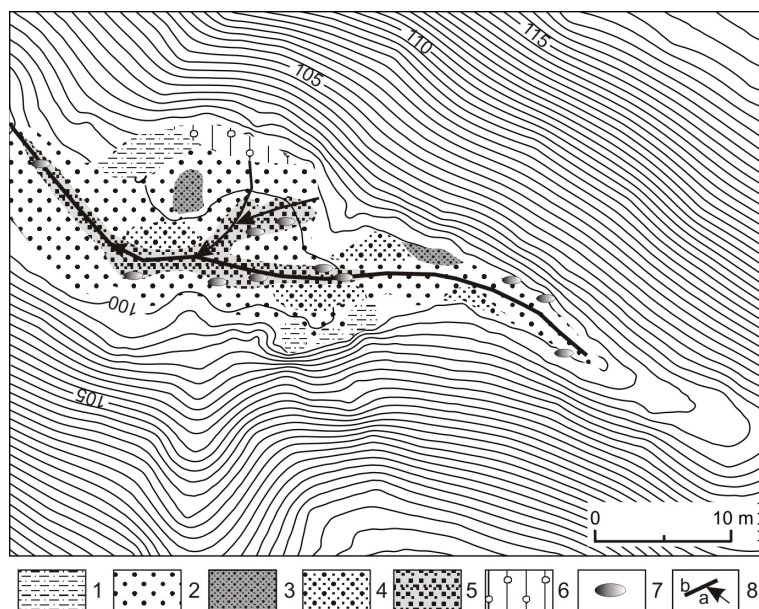
- 1) z dominacją osadów mineralnych,
- 2) z dominacją osadów mineralno-organicznych i biogenicznych,
- 3) z występującymi osadami chemicznymi i biochemicznymi.

8.2.1. Nisze źródłiskowe z dominacją osadów mineralnych

Wśród badanych obszarów źródłiskowych wyróżnia się grupa nisz z wypływami o charakterze wycieków oraz źródlisk powierzchniowych zlokalizowanych w sytuacji podzboczowej i w dnie niszy. Wypływająca woda cienką warstwą pokrywa całą powierzchnię dna niszy (głębokość waha się od 3 do ponad 10 cm). Przy spadku den nisz od 3,2 do 16°, małej głębokości wody spływającej całym dnem, prędkości przepływów od 0,4 (Iwin 5: 0,36–0,42 m · s⁻¹) do około 0,8 m · s⁻¹ (Żarnowo 1: 0,55–0,78 m · s⁻¹) mogą uruchamiać i transportować ziarna piasku drobno- (0,25–0,1 mm) i średnioziarnistego (0,5–0,25 mm). Płynąca woda odprowadza również drobny i rozdrobniony materiał z opadu biologicznego (m.in.: liście, igły, owoce, nasiona). W przypadku głębokich nisz (od kilku do kilkunastu metrów) małe nasło-

niecznienie ogranicza rozwój roślinności zielnej, co dodatkowo powoduje, że na dnie niszy nie gromadzi się znacząca ilość materii organicznej.

Nisze źródłkowe z dominującymi osadami mineralnymi dna dobrze reprezentują stanowiska: Koprzywno 1, Iwin 5 i Wielawino 1. Nisza źródłkowa na stanowisku Koprzywno 1 (lokalizacja por. rozdz. 4) jest wycięta w fluwiogłacialnych piaskach średnioziarnistych i drobnoziarnistych. W dnie niszy występują piaski średnioziarniste i piaski średnioziarniste żwirowe, a w strefie odpływu korytowego piaski gruboziarniste, lokalnie z obecnością bruku erozyjnego (ryc. 72). Ostrogę i kępę ostańcową w dnie niszy budują piaski średnioziarniste. U podnóża południowo-wschodniego zbocza zlokalizowane są (mikro)stożki koluwalne zbudowane z piasków średnioziarnistych. Natomiast w (mikro)stożkach napływowych w strefach wycieków podzboczowych stwierdzono piaski średnioziarniste i drobnoziarniste z udziałem frakcji pylastych. Eksfiltrująca woda stopniowo odprowadza ze stożków napływowych i koluwalnych frakcje pyłu i piasku drobnoziarnistego. W rezultacie w dnie niszy pozostają frakcje grubsze – piasek średnioziarnisty z domieszką żwiru. Silnie rozłożona materia organiczna o średniej miąższości około 0,1 m występuje jedynie w północno-wschodniej części dna oraz w osadach piaszczystych ostańca erozyjnego.



Ryc. 72. Szkic geologiczny dna niszy źródłkowej na stanowisku Koprzywno 1

1 - piasek gliniasty, 2 - piasek średnioziarnisty, 3 - piasek średnioziarnisty z materią organiczną, 4 - piasek średnioziarnisty z domieszką żwiru, 5 - piasek gruboziarnisty, 6 - glina piaszczysta, 7 - bruk żwirowo-głazowy, 8 - odpływ powierzchniowy w bruzdach (a) i korytach (b)

Dno niszy źródłkowej od położonej powyżej suchej dolinki oddziela niski próg o wysokości 0,3 m. Powyżej progu w dnie dolinki widoczne są ślady epizodycznego odpływu, a zatem do dna niszy mogą być dostarczane deluwialne piaski pylaste. Podłożem dla serii deluwialnych w dnie suchej dolinki są, podobnie jak w dnie niszy, piaski fluwioglacjalne drobnoziarniste, a w części osiowej dolinki glina piaszczysta.

Uziarnienie osadów dna niszy, jak wskazano, jest również wynikiem wymywania i odprowadzania frakcji drobniejszych przez płynącą wodę. Odmienne cechy osadów niszy źródłkowych w stosunku do osadów podłoża potwierdzają badania przeprowadzone na stanowiskach Wielawino 1b i c i Iwin 5.

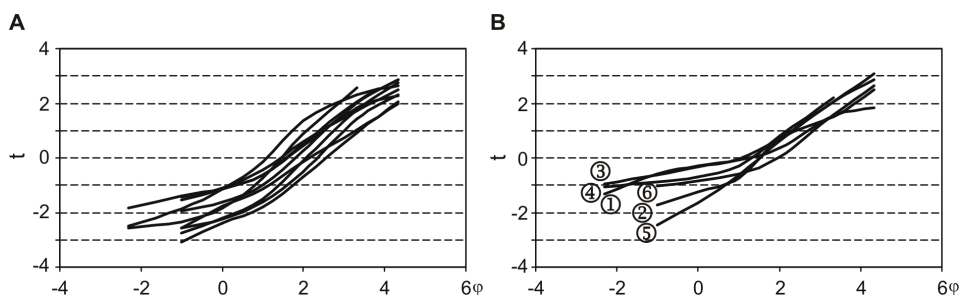
Obszar źródłkowy Wielawino 1b i c (lokalizacja por. rozdz. 4) wycięty jest w fluwioglacjalnych piaskach średnioziarnistych i drobnoziarnistych z przewarstwieniami piasków gruboziarnistych i żwirów oraz z wkładkami



Ryc. 73. Szkic geologiczny niszy źródłkowych Wielawino 1b i c na stanowisku Wielawino 1

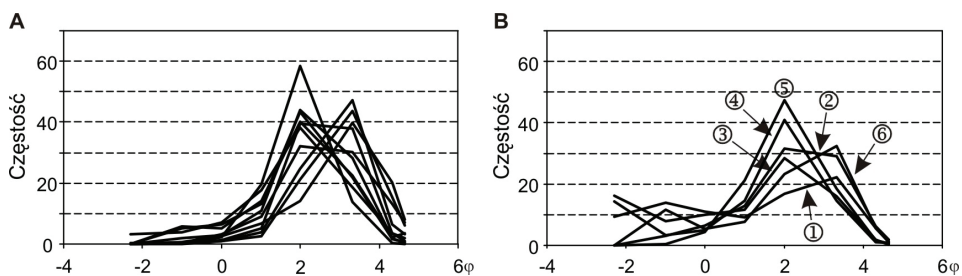
1 - piasek drobnoziarnisty, 2 - piasek drobnoziarnisty ze żwirem, 3 - piaski średnio- i drobnoziarniste, 4 - piasek średnioziarnisty, 5 - piasek średnioziarnisty ze żwirem, 6 - piasek średnioziarnisty z materią organiczną, 7 - bruk żwirowy, 8 - humotorf, 9 - ostroga i kępa ostarcowa, 10 - odpływ powierzchniowy w bruzdach (a) i korytach (b), 11 - lokalizacja miejsca poboru próbek z ryc. 74B i 75B

piasków pylastych. W dnach nisz w strefach podzboczowych wypływów i w dnie bruzd odpływowych występują piaski średnioziarniste z domieszką żwiru (ryc. 73). Wzdłuż koryta ciekę odwadniającego dno niszy obserwowano odsypy pozakorytowe zbudowane z piasku drobnoziarnistego, deponowane w czasie sporadycznych (np. wiosennych) podwyższonych przepływów wody. Natomiast w budowie ostańców erozyjnych rozpoznano piaski średnioziarniste podścielone piaskiem gruboziarnistym, na których zalega warstwa mineralno-organiczna o zawartości substancji organicznej (OM) dochodzącej do 15%. W trakcie wyodrębniania kęp ostańcowych z dna niszy w miejscach erodowanych selektywnie wzrasta zawartość frakcji żwirowej (ryc. 74). Piaski średnioziarniste z domieszką piasku drobnoziarnistego i frakcji pylastej budują stożki koluwalne i napływowe u podnóża zboczy oraz u wylotu tunelu sufozyjnego (nisza 1c – próbka ② na ryc. 73). Zazna-



Ryc. 74. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów podłoża (A) i osadów dna niszy źródłiskowej (B) Wielawino 1 c

B: miejsca poboru próbek: ① – dno koryta, ② – stożek napływowy u wylotu tunelu sufozyjnego, ③ – dno niszy w strefie wycieków podzboczowych, ④ – dno niszy w strefie spływu warstwowego, ⑤ i ⑥ – obniżenia między kępami ostańcowymi; por. ryc. 73



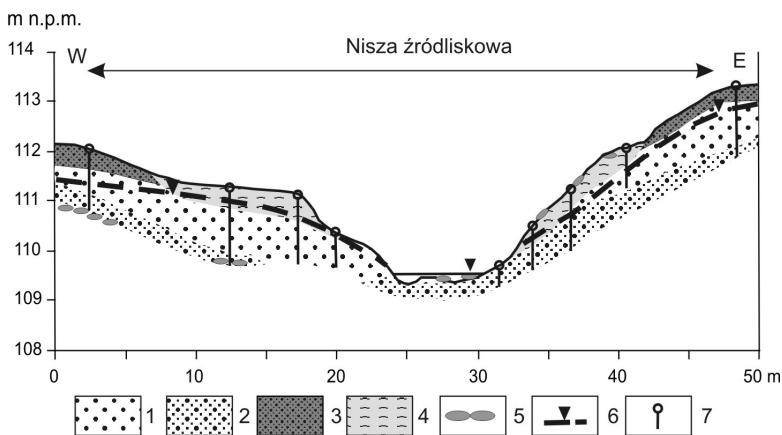
Ryc. 75. Wybrane krzywe częstości osadów podłoża (A) i osadów dna niszy źródłiskowej (B) Wielawino 1c

B: miejsca poboru próbek ①–⑥ jak na ryc. 73

czająca się moda w obrębie drobniejszych frakcji wskazuje na przewagę dostawy drobnego materiału z tunelu sufozyjnego przez wody o stosunkowo małej zdolności transportowej (próbka ②, ryc. 75B). Materiał dostarczony do stożka podlega rozmywaniu i selektywnemu sortowaniu przez wodę wynoszącą w zawieszinie frakcje najdrobniejsze.

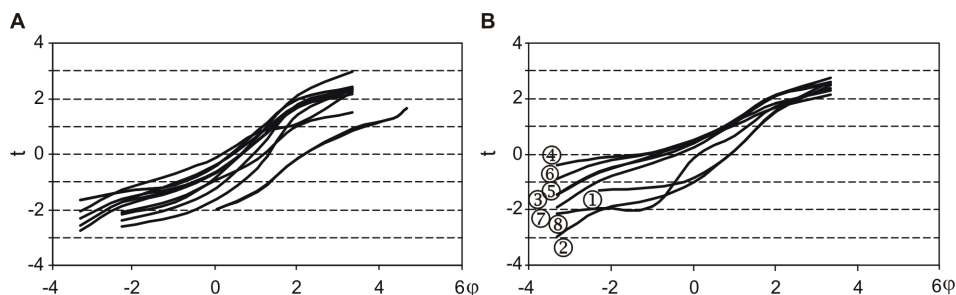
Osady podłoża otaczającego nisze oraz osady wypełniające dno nisz są zbliżone pod względem granulometrycznym, co przejawia się najwyraźniej w ich bimodalności (ryc. 75). Zasadnicza różnica między tymi osadami zaznacza się w częstoci frakcji. W osadach den nisz odnotowuje się mniejszą częstoci frakcji 2–4 phi o około 10–20 jednostek, co oznacza odtransportowanie drobnych frakcji przez wody cieków nisz przy równoczesnym wzroście o około 10 jednostek częstoci we frakcjach grubszych około –2–0 phi. Powoduje to, że osady den nisz są mniej wysortowane (σ_1 od 1,0 do 2,0 phi) niż osady podłoża. Taka relacja wysortowania między osadami podłoża a den nisz wskazuje na większe zróżnicowanie morfogenetycznych procesów w dnach nisz aniżeli w środowisku depozycyjnym osadów fluwiogłajalnych.

Przestrzenne zróżnicowanie osadów dna wynikające z funkcjonowania zespołu procesów morfogenetycznych prowadzących do erozji i stopniowego odprowadzania składników osadów w niszy dokumentują również wyniki otrzymane podczas badań na stanowisku Iwin 5. Nisza źródłiskowa Iwin 5 (lokalizacja por. rozdz. 4) wycięta jest w osadach piaszczystych obejmujących deluwialne piaski średnioziarniste, lodowcowe piaski średnioziarniste żwirowe, zorsztynizowane oraz rozpoznane w części wierzchwinowej



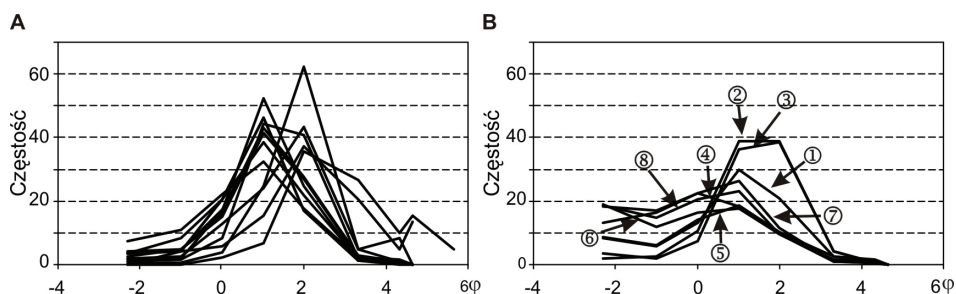
Ryc. 76. Przekrój geologiczny przez niszę źródłiskową na stanowisku Iwin 5

1 - piasek średnioziarnisty, 2 - piasek średnioziarnisty żwirowy, 3 - piasek średnioziarnisty próchniczny, 4 - piasek średnioziarnisty z materią organiczną (namuły mineralno-organiczne), 5 - głazy, bruk żwirowo-głazowy, 6 - zwierciadło wód podziemnych, 7 - lokalizacja sond



Ryc. 77. Wybrane krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów podłoża (A) i osadów niszy źródłkowej (B) na stanowisku Iwin 5

B: miejsca poboru próbek: ① - dno niszy w strefie wypływu podzboczowego, ② - strefa wypływu stokowego, ③ - rozmywane spłaszczenie na zboczu przez wody wycieku stokowego, ④-⑧ - bruzdy spływu na zboczach niszy



Ryc. 78. Wybrane krzywe częstości uziarnienia osadów podłoża (A) i osadów niszy źródłkowej (B) na stanowisku Iwin 5

B: miejsca poboru próbek ①-⑧ jak na ryc. 77

piaski pylaste (ryc. 76, 77A i 78A). Osady piaszczyste poprzez warstwę bruku żwirowo-głazowego na głębokościach od 0,5 do 2,2 m przechodzą w lodowcowe piaski pylaste lub glinę lodowcową piaszczystą. Na zboczach niszy, w strefach skoncentrowanego spływu wody z wycieków zboczowych, na powierzchni występują piaski gruboziarniste (ryc. 77B, próbki ④-⑧). W strefach podzboczowych, w miejscach eksfiltracji wód podziemnych odnotowywane są stożki napływowe zbudowane z piasku średnioziarnistego z domieszką piasku drobnoziarnistego (ryc. 77B, próbki ②). Natomiast dno niszy budują piaski średnioziarniste ze żwirem i pojedynczymi głazami. Przebieg krzywych częstości uziarnienia dokumentuje przestrzenne zróżnicowanie osadów dna związane z lokalizacją miejsc pobrania próbek (ryc. 78), a zarazem stref działania różnych procesów morfogenetycznych w niszy. Uziarnienie osadów dna dowodzi selektywnego zubożenia materiału podłoża we frakcję pyłową i piaszczystą drobnoziarnistą przez płynącą wodę (ryc. 77 i 78).

Opisany typ nisz źródłiskowych z dominującymi osadami mineralnymi zarejestrowano w 35 obszarach źródłiskowych, poza wymienionymi między innymi także w niszach: Borzęcino 1, Buślary 2, Dębno 1, Kołacz 3 (fot. 7A) i 4, Koprzywno 2, Ostre Bardo 1 (fot. 7B), Nowe Dębno 4 i 6, Popielewo 3–5, Rudno 2 i 3, Wielawino 2.



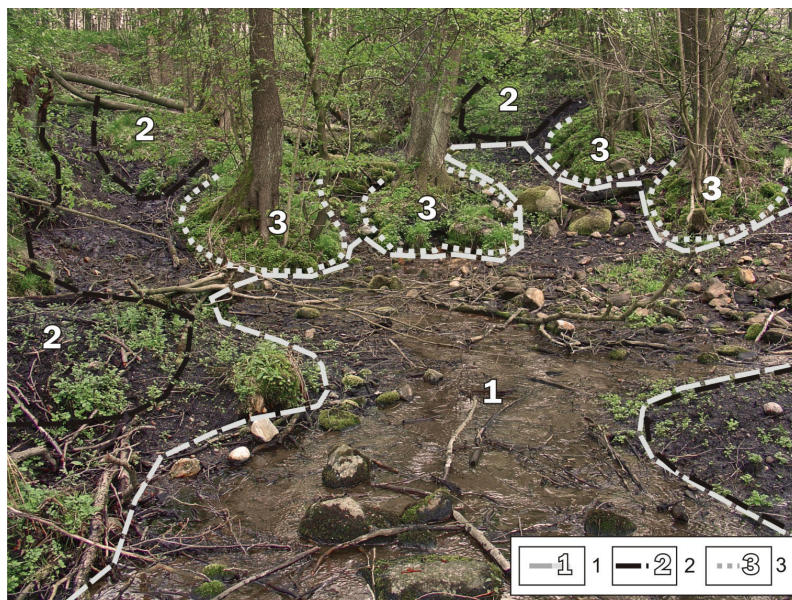
Fot. 7. Płaskie dno erozyjne z osadami piaszczysto-żwirowymi i brukiem żwirowo-głazowym: A – nisza źródłiskowa na stanowisku Kołacz 3 (4.05.2004), B – nisza źródłiskowa na stanowisku Ostre Bardo 1 (30.06.2005)

8.2.2. Nisze źródłiskowe z dominacją osadów mineralno-organicznych i biogenicznych

Rozkład przestrzenny oraz intensywność procesów erozyjnych i akumulacyjnych w niszach mogą wpływać na różnorodność roślinności źródłiskowej. W niszach płytkich, o szerokich dnach i łatwym dostępie promieniowania słonecznego istnieją dobre warunki do w miarę szybkiego rozwoju roślinności wodolubnej, która może zwarcie pokrywać nawet całe dno niszy. Roślinność źródłiskowa pozostaje zróżnicowana w zależności od charakteru siedliska (uwilgotnienia podłoża, właściwości fizykochemicznych wody i osadów, zawartości substancji organicznej w osadach, por. rozdz. 4; A. Grojtans i in. 1999; L. Wołejko 1999; M. Mazurek, Z. Osadowski 2009).

Biocenozy źródłiskowe w wymianie środowiskowej między innymi wpływają na skład chemiczny wód (por. rozdz. 6) i dostarczają części biogenicznych osadom. Materia organiczna zaczyna gromadzić się na mineralnym dnie nisz w strefach o małej wydajności wypływów, niskich prędkościach przepływu, o zatamowanym odpływie i pomiędzy aktywnymi ciekami. W wyniku rozkładu biomasy substancja organiczna zaczyna wzbogacać osady mineralne dna niszy, co obserwowano na stanowiskach Iwin 5 i Ostre Bardo 5.

W niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5 poza strefami rozmywania, na podłożu piasków średnioziarnistych i żwirowych, występują płyty uwodnionych osadów mineralno-organicznych (ryc. 76, fot. 8) o zawartości substancji organicznej od 16 do 22%, a także amorficznego humotorfu (zbozocze zachodnie). Maksymalnie osady te osiągnęły 0,6 m miąższości.



Fot. 8. Zróżnicowanie utworów powierzchniowych w niszy źródłiskowej na stanowisku Iwin 5 (2.05.2008)

1 - osady mineralne (piasek średnioziarnisty z brukiem glazowym), 2 - osady mineralno-organiczne (piasek średnioziarnisty i piasek gliniasty z materią organiczną), 3 - osady podłoża w ostrogach (piaski średnioziarniste)

Ograniczony odpływ wody, zmniejszenie lub brak natlenienia sprzyjają rozwojowi roślinności wodo- i wilgociolubnej, akumulacji materiału organicznego, a w rezultacie prowadzą do rozwoju młak w niszach źródłiskowych. Na młakach występują odmiany źródłiskowe zespołów szuwarowych i turzycowiskowych, głównie z *Phragmites australis* i *Carex acutiformis* (por. rozdz. 4). W badanych 88 obszarach źródłiskowych zaledwie pięć z nich całkowicie wypełniają młaki odpływowe. Najczęściej jednak młaki o powierzchniach kilku czy kilkunastu metrów kwadratowych stanowią jeden z typów wypływów w obrębie źródeł.

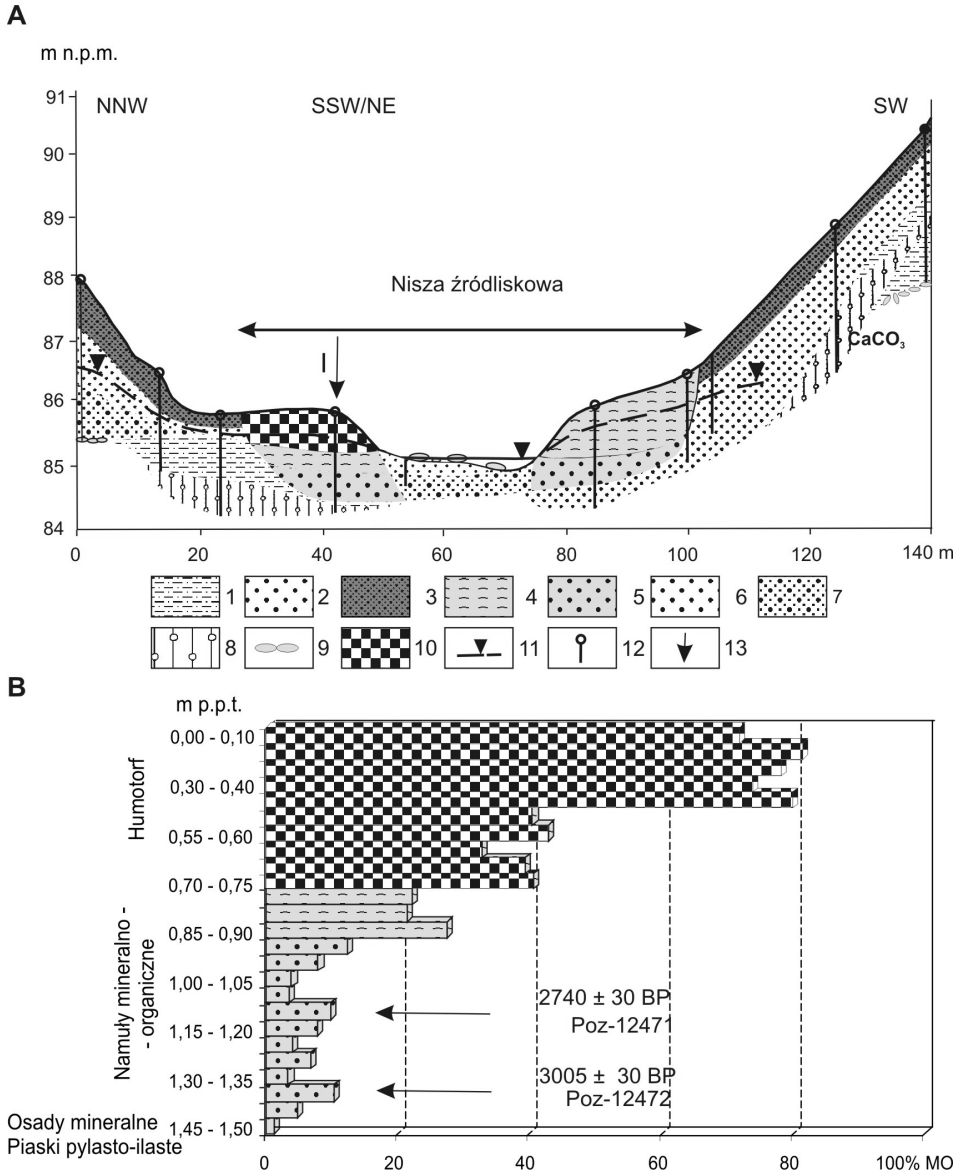
Zmiana wydajności i typu wypływu wód podziemnych może prowadzić do erozji osadów biogenicznych oraz odsłonięcia osadów mineralnych dna,

co stwierdzono w niszy źródłiskowej na stanowisku Ostre Bardo 5. Nisza Ostre Bardo 5 rozwinęła się na kontakcie piasków drobnoziarnistych deluwialnych i fluwioglacjalnych z lodowcowymi piaskami gliniastymi i gliną piaszczystą (ryc. 79). W dnie niszy występują osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe z brukiem glazowym. Dwie niewielkie kępy ostańcowe erozyjne w dnie niszy zbudowane są z piasku drobno- i średnioziarnistego.

W podboczowej części dna niszy, o mniejszej wydajności wycieków, występuje płat silnie rozłożonej substancji organicznej o miąższości około 0,1 m. Amorficzna substancja organiczna wzbogaca osady mineralne podłoża niszy, w tym przypadku frakcje piaszczyste, tworząc osady z kilkuprocentową zawartością substancji organicznej. U podnóżu południowych zboczy niszy, zbudowanych z polodowcowych piasków gliniastych i glin piaszczystych, występuje silnie uwodniony humotorf o miąższości około 1 m.

We wschodniej części niszy (ryc. 79) na podłożu mineralnym (piaski gliniaste) zalegają oglejone piaski drobnoziarniste o kilkuprocentowej zawartości materii organicznej (MO do 10%), a powyżej piaski drobnoziarniste o zawartości substancji organicznej od 10 do 43%, przechodzące w silnie rozłożony humotorf (MO 72–81%). W stropie, powyżej poziomu wody podziemnej układającego się na głębokości 0,4 m, torf nosi ślady zmurzenia. Miąższość całej serii dochodzi do 1,5 m (ryc. 79B). W celu określenia początku akumulacji biogenicznej wydatowano fragmenty organiczne z głębokości 1,32 i 1,20 m, dla których otrzymano następujące wyniki, odpowiednio 3005 ± 30 BP (Poz-12472) i 2740 ± 30 BP (Poz-12471). Ten kompleks osadów o niewielkiej obecnie powierzchni, bo zaledwie około 20 m², prawdopodobnie stanowi część wypełnienia organicznego niszy z jej poprzedniego etapu rozwoju, gdy dno niszy w większym stopniu wypełniały osady organiczne. W obecnych warunkach hydrodynamicznych, przy dominacji erozji źródłiskowej, ta seria osadów biogenicznych ulega niszczeniu. Pozostała część rozpoznanych osadów biogenicznych dna niszy położona jest poza zasięgiem erozyjnego oddziaływania wypływów, co sprzyja ich postępującej depozycji.

Osady mineralno-organiczne oraz humotorf stwierdzono w 53 niszach źródłiskowych. Przykładem mozaikowego charakteru osadów dna, obejmujących osady mineralne, mineralno-organiczne i biogeniczne, są nisze źródłiskowe takie, jak: Iwin 2–6, Parsęta 2, Piaski 3 i 4, Ostre Brado 5 i 6, Storkowo 3, Zwartowo 1. Postępująca sukcesja roślinna, przyrost osadów biogenicznych i zmiana bilansu wodnego mogą prowadzić, przez paludyfiakcję, do rozwoju w strefie wypływu wód podziemnych torfowisk soligenicznych, w tym torfowisk źródłiskowych (Succow 1988; Dembek 1992; Jasnowska, Markowski 1998; Bajkiewicz-Grabowska 2005). W 10 z badanych obszarów źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty zinwentaryzowano torfowiska soligeniczne, w tym siedem torfowisk źródłiskowych.



Ryc. 79. Przekrój geologiczny przez niszę źródłkową na stanowisku Ostre Bardo 5 (A) oraz zawartość materii organicznej (OM) w osadach rdzenia I (B)

A: 1 – piasek pylasty, 2 – piasek drobnoziarnisty, 3 – piasek drobnoziarnisty próchniczny, 4 – piasek drobnoziarnisty z zawartością substancji organicznej do 30%, 5 – piasek średnioziarnisty i drobnoziarnisty z zawartością substancji organicznej do 10%, 6 – piasek średnioziarnisty, 7 – piasek średnioziarnisty żwirowy, 8 – glina piaszczysta, 9 – bruk żwirowo-głazowy, 10 – humotorf, 11 – zwierciadło wód podziemnych, 12 – lokalizacja sond, 13 – stanowisko pobrania rdzenia I

B: OM (straty na prażeniu) w %; zaznaczono miejsca poboru próbek do datowania AMS oraz otrzymane wyniki

8.2.3. Nisze źródłiskowe z osadami chemicznymi i biochemicznymi

Ługowane z osadów plejstocenijskich i holocenijskich produkty wietrzenia chemicznego i procesów biochemicznych migrują z wodami podziemnymi, a intensywność migracji wodnej uzależniona jest między innymi od temperatury, potencjału oksydacyjno-redukcyjnego i odczynu środowiska przepływu wody. W sprzyjających warunkach środowiska, często z udziałem roślinności, część rozpuszczonych związków wytrąca się, tworząc osady chemiczne i biochemiczne.

W badanych niszach źródłiskowych poza podziemnymi konkrekcjami węglanowymi, stwierdzonymi między innymi w strefach przykorzeniowych olszy czarnej (*Alnus glutinosa*), obserwowano wytrącenia węglanu wapnia w postaci martwicy wapiennej. Występująca w niszach źródłiskowych martwica wapienna jest mocno zróżnicowana pod względem frakcji – od gruboziarnistej, z ostrokrawędzistymi okruciami, do drobnoziarnistej i mułkowej. Warstwy martwicy mułkowej i drobnoziarnistej odsłaniają się w krawędziach koryt cieków w niszach Ostre Bardo 6 i 4. Natomiast duże fragmenty związanej porowatej martwicy stwierdzono na stanowisku Ogartowo 1, Popielewo 2 i Parsęta 2. Występowanie różnie wykształconej martwicy wapiennej odnotowano na terenie badań na siedmiu stanowiskach: Parsęta 2, Piaski 5, Popielewo 2, Ostre Bardo 4 i 6, Ogartowo 1, Lubogoszcz 1.

Stanowisko Parsęta 2 reprezentuje niszę źródłiskową wyciętą we fluwioglacjalnych piaskach średnioziarnistych, z przewarstwieniami piasku gruboziarnistego ze żwirem. W bliskim sąsiedztwie niszy, po jej wschodniej stronie (ryc. 80), na głębokościach od 0,30 do 0,50 m odnotowano wytrącenia węglanowe (o 77–90-procentowej zawartości CaCO_3) o miąższości dochodzącej do 0,1 m. Podziemne przewarstwienia węglanowe z wytrąceniami żelaza przykryte są deluwialnymi piaskami humusowymi, a podścielone piaskami średnioziarnistymi. Obecność osadów węglanowych wskazuje na wyższe położenie poziomu wód podziemnych, który obecnie zalega na obrzeżach niszy na głębokości poniżej 1 m. Z mapy topograficznej z 1940 r. (*Messtischblatt 2264 Bärwalde* w skali 1:25 000) wynika, że obszar otaczający niszę był wówczas użytkowany rolniczo. Działalność agrotechniczna mogła spowodować wzrost intensywności splukiwania, a w rezultacie wzrost miąższości osadów deluwialnych w otoczeniu niszy. Prawdopodobnie w okresie użytkowania rolniczego tego obszaru nastąpiło także częściowe zasypanie aktywnej wówczas krawędzi niszy źródłiskowej gruzem ceglany.

W dnie niszy odsłania się martwica wapienna (77% zawartości CaCO_3), której głównym składnikiem jest kalcyt. Współczesna erozja wypływów

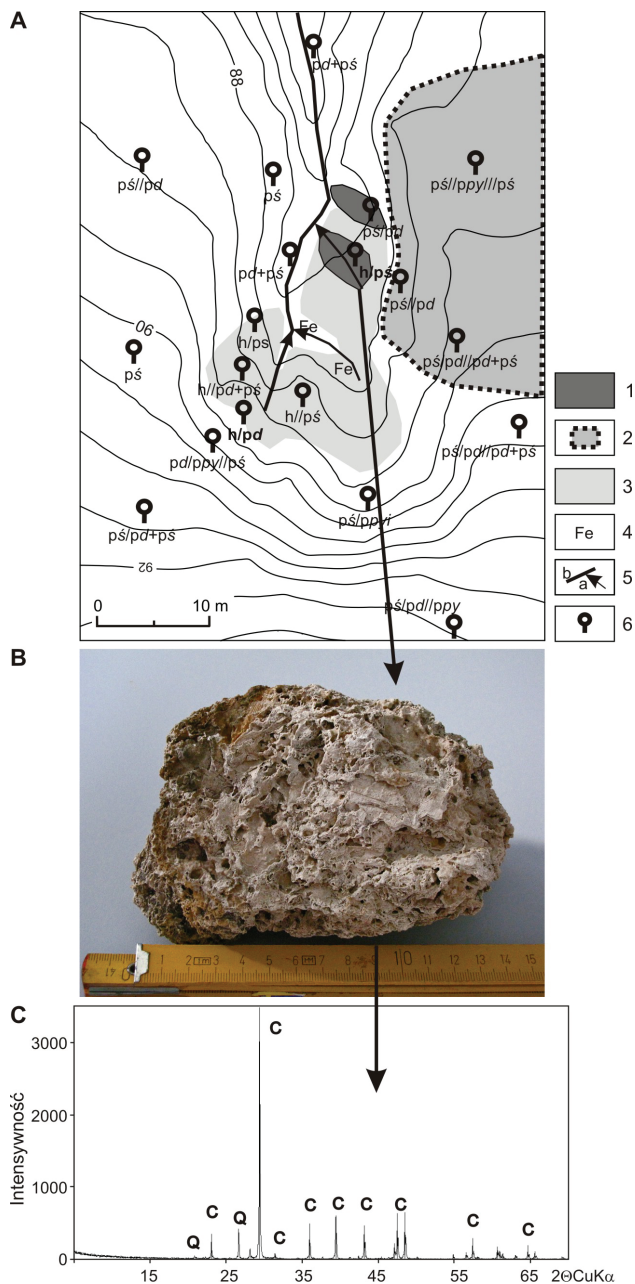
wód podziemnych spowodowała rozmycie warstwy martwicy wapiennej występującej na wschodnim zboczu i dnie niszy, a jej duże fragmenty znajdowane były w korycie cieku. Porowata struktura martwicy odtwarza strukturę szczątków roślinnych (ryc. 80B), zatem wytrącanie węgla wapnia następowało z udziałem roślin. Takie fragmenty zwartej, porowatej martwicy można za J. Szulcem (1983) określić jako trawertyn. Z analiz wynika brak w badanych osadach martwicowych okrzemek i sporomorf.

Erodowana martwica wapienna częściowo jest akumulowana wtórnie na obrzeżach niszy, tak jak to obserwowano w niszy źródłiskowej Lubogoszcz 1. Wyróżniony przez L. Wołękę (2001) tzw. humusowy utwór źródłiskowy z obecnością ostrych okruchów trawertynu może stanowić odpowiednik martwicy wapiennej występującej na wtórnym złożu.

Wytrącenia węgla wapnia na przemian z sedimentacją torfu budują torfowiska źródłiskowe (Tobolski 2000; Wołęko 2000b). Na obszarze badań jedno z siedmiu rozpoznanych torfowisk źródłiskowych zlokalizowane jest w dolinie Dębnicy, u podnóża stoku wysoczyzny morenowej. Na utwory budujące torfowisko źródłiskowe Ogartowo 1 składają się: torfy typu niskiego, humotorf, martwica wapienna oraz namuły mineralno-organiczne. W całym kompleksie torfowiskowym widoczne są procesy erozji powodujące rozcinanie osadów biogenicznych wypełniających obszar źródłiskowy i odsłonięcie u podnóża stoku scementowanych warstw martwicy wapiennej. Torfowisko źródłiskowe objęte jest badaniami interdyscyplinarnymi (Mazurek, Dobrowolski 2006; Osadowski i in. 2009).

8.3. Środowisko sedymentacyjne nisz źródłiskowych

Badane nisze źródłiskowe współcześnie przedstawiają różne etapy rozwoju i wypełnienia osadami. Nisze źródłiskowe zlokalizowane w strefie zasilania systemu fluwialnego (Schumm 1977) stanowią początek dla podsystemu transportowo-depozycyjnego. W zależności od zmian czasoprzestrzennych wydajności wypływów wód podziemnych nisze źródłiskowe są zatem ważną strefą występowania procesów erozyjnych, które dostarczają materiałów do stref transportu i redepozycji osadów w systemie korytowym. Współwystępowanie szeregu procesów morfogenetycznych w niszach źródłiskowych stwarza zróżnicowane warunki depozycyjne, które powodują akumulację wielu typów osadów. Duża zmienność i zróżnicowanie procesów akumulacyjnych w niszy źródłiskowej jest zatem pochodną: zmian warunków zasilania wód podziemnych, cech fizykochemicznych wód podziemnych, skutków procesów denudacyjnych, obecności detrytus roślinnego, rozwoju naturalnej roślinności, a także niekiedy działalności człowieka. W przypadku nisz



Ryc. 80. Szkic geologiczny niszy źródłiskowej na stanowisku Parsęta 2 (A), fragment martwicy wapiennej z bruzdy odpływowej (B) oraz mikrochemiczna analiza rentgenowska martwicy wapiennej (C)

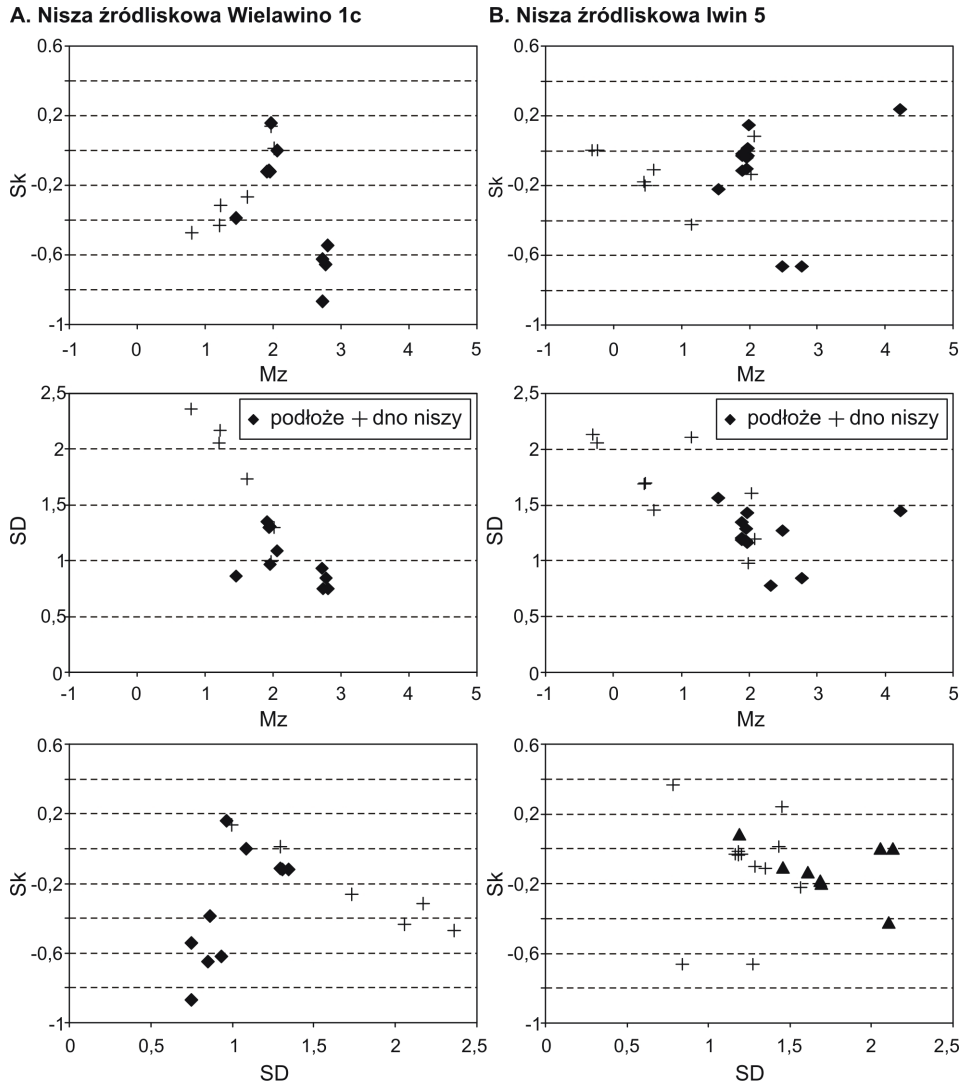
A: 1 - martwica wapienna, 2 - podziemne wytrącenia węglanowe, 3 - namuly torfiaste i humtorf, 4 - wytrącenia żelaziste, 5 - odpływ powierzchniowy w bruzdach (a) i korytach (b), 6 - lokalizacja sond; pg - piasek gruboziarnisty, pg + ż - piasek gruboziarnisty zwirowy, ps - piasek średnioziarnisty, pd - piasek drobnoziarnisty, ppy - piasek pylasty, h - humtorf; zmiana składu frakcyjnego na głębokości: /50 cm, //100 cm, ///150 cm; C - kalcyt, Q - kwarc

o dominacji procesów erozyjnych, przy ich małych rozmiarach, istnieje możliwość szybkiej przebudowy aktualnego układu osadów. Mozaika osadów źródłiskowych oraz ich duża zmienność stwarzają bardzo zróżnicowane warunki siedliskowe, co ma wpływ na różnorodność roślinności nisz źródłiskowych.

8.3.1. Osady mineralne

Osady mineralne nisz źródłiskowych stanowią pierwszy etap różnicowania materiału transportowanego w systemie korytowym. Są wynikiem denudacji zboczy oraz selektywnej erozji zboczy i dna niszy. Cechy rezydualnych osadów mineralnych den uwarunkowane są teksturą osadów podłoża oraz zmiennymi warunkami hydrodynamicznymi wód spływających po dnie niszy. Bruk erozyjny żwirowo-głazowy jest rezultatem selektywnej erozji glin morenowych oraz piasków lodowcowych i fluwioglacjalnych, które w tej części Pomorza charakteryzują się dużą zawartością frakcji żwirowej (Karczewski 1989). W składzie osadów mineralnych dna dominują frakcje piaszczyste, przeważnie są to piaski średnioziarniste z dodatkiem frakcji żwirowej lub piasku drobnoziarnistego. W wyniku odprowadzenia frakcji drobnoziarnistej z osadów podłoża osady dna zostają selektywnie wzbogacone we frakcje grubsze (piaski średnioziarniste i gruboziarniste z domieszką żwirów), na co wskazują ujemne wartości skośności. Na obecność bruku erozyjnego w strefie wypływów wód podziemnych zwracają uwagę także L. Wołęjko (2000b), P. Moniewski (2004) oraz R.E. Griffiths i in. (2008).

W obrębie dna nisz występują strefy o różnym stopniu rozmywania, wśród których szczególne znaczenia ma silna erozja w kształtujących się korytach w obrębie niszy (środowisko wysokoenergetyczne). Słabe wysortowanie osadów jest charakterystyczne dla stref rozmywania w miejscach wysączania wód podziemnych w obrębie dna nisz, a uziarnienie osadów dna odzwierciedla skład granulometryczny lokalnych osadów podłoża (ryc. 74 i 77). Cechą osadów podłoża jest średnie i słabe wysortowanie, a osady dna są zawsze słabiej lub podobnie wysortowane, co wynika między innymi z bardzo krótkiej drogi transportu w obrębie niewielkich powierzchniowo nisz. Grubofrakcyjność osadów w przypadku tego środowiska w znacznym stopniu wiąże się z cechami osadu macierzystego. W małych niszach proces różnicowania rumowiska nie zawsze nadąża za dostawą materiału, zatem segregacja jest słabo zaznaczona. Dostawa powierzchniowa i podziemna osadów następuje ze stoków i zlewni zerowego odpływu, rozmywanych ostróg i kęp ostańcowych oraz osadów wymywanych przez eksfiltrujące wody podziemne (osady sufozyczne, namuły mineralne). Pomiedzy strefami kształtowanymi przez intensywną erozję występują strefy, w których zaznaczają się procesy akumulacji rozmywanych osadów. Zróżnicowanie osadów



Ryc. 81. Zależność między średnią średnicą ziarna (Mz), wysortowaniem (odchylenie standardowe SD) i skośnością (Sk) dla badanych osadów macierzystych i osadów w dnie niszy: A – nisza źródłiskowa 1C na stanowisku Wielawino 1, B – nisza źródłiskowa na stanowisku Iwin 5

nisz źródłiskowych jest bardzo wyraźne i dotyczy dwóch podstawowych grup – osadów podłoża i osadów den niszy (ryc. 81). W każdej parze parametrów tekstualnych na poszczególnych wykresach widoczna jest chmura punktów odpowiadająca tym dwóm grupom. Osady podłoża odznaczają się większymi średnicami ziaren, zaznaczając w ten sposób obecność ziaren,

które nie mogą być poderwane do transportu i stanowią osad rezydualny. Natomiast osady deponowane w dnie niszy mają mniejsze średnice, gdyż są akumulowane przez wypływy o małej wydajności (środowisko niskoenergetyczne). Wartościami granicznymi dla większości próbek osadów jest 1,5 w jednostkach ϕ dla średniej średnicy ziarna oraz odchylenia standardowego. Zauważa się tendencję spadku wysortowania ze wzrostem średniej średnicy ziarna (ryc. 81), co wynika ze zróżnicowania genezy rozpatrywanych dwóch środowisk osadów.

Lepsze wysortowanie osadów odnotowano w dnach dużych nisz, w strefach zorganizowanego odpływu korytowego o większej dynamice środowiska prądowego. Osady pochodzące z rozmywania dna lub z transportu stokowego są włączane do transportu fluwialnego, odprowadzane poza niszę lub akumulowane jako osady pozakorytowe i korytowe. Miąższość osadów aluwialnych w dnie niszy jest niewielka i wynosi zaledwie kilka centymetrów w strefie pozakorytovej.

Większe zróżnicowanie typów genetycznych osadów występuje w strefie podboczowej niszy, gdzie zajązają się okresowo deponowane osady stokowe z osadami dna niszy. Osady stokowe (zgodnie z klasyfikacją J. Stochlaka 1996, 2005) są rezultatem: splukiwania obejmującego zbocza nisz źródłiskowych (osady deluwialne), sufozji, procesów osuwania, osypywania i obrywania zainicjowanych erozją wsteczną (osady koluwalne). W wyniku erozji wąwozowej w zlewni 00 do niszy epizodycznie mogą być dostarczane proluwia. Osady stokowe, których występowanie stwierdzono w 27 obszarach źródłiskowych, akumulowane u podnóża zboczy, są stopniowo odprowadzane poza nisze, choć okresowo mogą przyczyniać się do zatamowania odpływu lub zmiany lokalizacji wypływów. W sąsiedztwie wycieków podboczowych występują osady drobnopiaszczyste i mułkowe wymywane przez wody podziemne z warstwy wodonośnej. S. Tomalak (1968) na podstawie analiz granulometrycznych osadów pobranych ze zlewni zerowego odpływu źródła w dolinie Warty wskazywał na zróżnicowanie składu mechanicznego warstwy wodonośnej w wyniku wypłukiwania frakcji drobnych przez wody podziemne.

Podsumowując, nisza źródłiskowa, a zwłaszcza jej dno, jest miejscem współwystępowania i przemieszczania stref lokalnej depozycji materiałów z procesów stokowych oraz stref erozji i akumulacji zachodzącej z udziałem wypływów wód podziemnych.

8.3.2. Osady mineralno-organiczne

Przy wydajnych wypływach wód podziemnych i wysokich prędkościach przepływu wód wynikających między innymi ze spadku dna niszy większość rozdrobnionej materii organicznej jest odprowadzana poza obszar

źródłiskowy. Osady mineralne mogą być jednak bardzo łatwo transformowane w osady mineralno-organiczne, bowiem zmiany warunków hydrodynamicznych w niszach mogą sprzyjać akumulacji materii organicznej. Świadczą o tym osady mineralno-organiczne i torfy występujące na powierzchni osadów mineralnych na zboczach i w dnach nisz. W wyniku obniżania poziomu wód podziemnych, zmian wydajności i typu wypływów (przejścia od wycieków do wysięków) lub zmniejszenia prędkości przepływu wody w niszy następuje gromadzenie materiału organicznego, początkowo jako domieszek w osadach piaszczystych i mułkowych.

Osady mineralno-organiczne tworzą się w strefach wymuszonej akumulacji w wyniku zatamowania odpływu przez osady koluwalno-deluwalne lub obecność grubszego detrytusu roślinnego (pnie, kłody, gałęzie, liście). Kłody drzew, zwłaszcza w dużych niszach, mogą zmienić kierunek spływu wód, wymuszając w ich cieniu akumulację osadów drobnoziarnistych i materiału organicznego (= tłok roślinny, czyli warstwa różnego rodzaju resztek roślinnych; *trash layer*). Źródłem materii organicznej typu allochtonicznego może być detrytus roślinny dostarczany epizodycznie ze zlewni zerowego odpływu oraz: fragmenty roślinności zielonej, liście, łupiny, igły, pnie i gałęzie drzew pochodzące z wnętrza nisz źródłiskowych. Nisze, w których osady mineralne wzbogacone są w składniki organiczne, stanowią preferowane siedliska rozwoju roślinności (por. rozdz. 4). Na osadach mineralno-organicznych rozwija się taka roślinność źródłiskowa, jak *Cratoneuron filicinum* i *Brachythecium rivularis*, która dodatkowo sprzyja akumulacji materiału organicznego, a obumierające podziemne części roślin wzbogacają osady w autochtoniczny składnik biogeniczny. Znaczne uwodnienie podłoża i ograniczony dostęp tlenu sprzyjają akumulacji materii organicznej. A. Grootjans i in. (1999) także zwracają uwagę na akumulację materii organicznej, a następnie jej mineralizację w strefach o małej aktywności erozyjnej wypływów. Rozwijająca się pokrywa roślinna przyczynia się również do stabilizacji uwodnionych osadów mineralno-organicznych. Wzrost akumulacji substancji organicznej może wynikać także ze zwiększenia dopływu światła do niszy w wyniku wycinki drzew lub wykrotów, co skutkuje zmianami fitocenozy i rozwojem roślinności zielonej (por. rozdz. 4). Akumulacji materii organicznej według L. Wołejki (2000b) sprzyja zasilanie zimnymi (w stosunku do temperatury powietrza latem) wodami podziemnymi, co ogranicza tempo rozkładu biomasy.

Gromadzenie detrytusu zielonego, między innymi znacznych ilości liści, obserwuje się w wielu niszach w strefie przejściowej między zboczem a dnem, poza miejscami eksfiltracji wody. Dzięki opadowi organicznemu w strefach dna, poza aktywnym przepływem wód, powstaje próchnica nadkładowa gleb glejowych (np. strefa gromadzenia liści buka na stanowisku Rudno 1).

Powolny rozkład gromadzonej materii organicznej allochtonicznej prowadzi do powstania amorficznego detrytusu, który wzbogaca osady mineralne podłoża niszy, tworząc osady mineralno-organiczne. W składzie mechanicznym osadów mineralno-organicznych w badanych niszach dominują frakcje piaszczyste. Ich miąższość jest zróżnicowana i wynosi od kilku centymetrów do około metra.

8.3.3. Osady biogeniczne

Obszary źródłiskowe stanowią środowisko, gdzie zazębiają się strefy o dominacji procesów erozyjnych z torfowiskami źródłiskowymi, a akumulacja materii organicznej następuje również w wyniku sedentacji (Tobolski 1995, 2000). Środowisko nisz źródłiskowych jest miejscem, gdzie gromadzenie materii organicznej może następować w wyniku sedymentacji organicznej, jak i sedentacji. Nie prowadzono jednak szerszych badań (takich jak biofajalna analiza osadów zaproponowana przez K.J. Wójcickiego (2009) dla osadów dolin rzecznych), mogących wyjaśnić, w jakiej części procesy sedentacyjne mają udział w tworzeniu osadów biogenicznych oraz jaki jest mechanizm akumulacji substancji organicznej. Gromadzona materia organiczna w niszach źródłiskowych pozostaje w kontakcie z wodami średniozmineralizowanymi, o odczynie obojętnym lub słabo zasadowym. Torfy w badanych niszach źródłiskowych charakteryzuje wysoki stopień rozkładu, bez makroskopowo rozróżnialnej struktury. Tego typu osady L. Wołejko (2000b) kwalifikuje jako humotorf, wskazując, że mogą one powstawać w wyniku przekształcenia różnych rodzajów torfów, takich jak torfy mszyste, turzycowe i olesowe.

Torfy w aktywnych erozyjnie niszach źródłiskowych zajmują niewielkie powierzchnie i występują w postaci nieregularnych płatów w strefach o ograniczonym odpływie i działalności erozyjnej, między innymi na spłaszczeniach stokowych i w strefach o lokalnie ograniczonym spływie wody. W wyniku obniżenia poziomu wód podziemnych następuje mineralizacja torfu, a w rezultacie górna część profilu wykazuje oznaki murszenia.

Przemieszczanie stref wypływów i zmiana prędkości przepływu wody lub wzrost poziomu wód podziemnych powodują zintensyfikowanie procesów erozyjnych w niszach źródłiskowych, a w rezultacie przerwanie akumulacji i niszczenie stref akumulacji biogenicznej. Przy postępującej erozji dna niszy mogą wyodrębnić się ostrogi i kępy ostańcowe zbudowane z osadów biogenicznych (np. w niszy Wielawino 1c i Białowas 1). Osady biogeniczne w dnach nisz źródłiskowych reprezentują współczesną akumulację biogeniczną, ale także erodowane starsze utwory biogeniczne wypełniające dna nisz.

8.3.4. Osady chemogeniczne i biochemogeniczne

Nisze źródłkowe w umiarkowanej strefie klimatycznej są jednym z nielicznych miejsc, w których powstają osady chemiczne i biochemiczne (Jaroszewski 1986)²⁶. Ten typ osadów stanowi zapis przemian o charakterze zarówno lokalnym, jak i regionalnym w niszach źródłkowych oraz zlewniach OO wpływów. Zróznicowane osady chemiczne i biochemiczne towarzyszą zwłaszcza wypływowi wód mineralnych (Hubicka-Ptasińska i in. 1984; Kotlarczyk, Ratajczak 1996; Rajchel, Rajchel 1999).

8.3.4.1. Martwica wapienna

Badania współczesnej denudacji chemicznej (Zwoliński 1989; Kostrzewski, Zwoliński 1992; Kostrzewski i in. 1994; Mazurek 2000; Stach 2003; Szpikowska 2006) wskazują na ługowanie węglanu wapnia z osadów lodowcowych i fluwioglacjalnych (Gołębiewski 1981; Borówka 1992; Kostrzewski i in. 1994; Bukowska-Jania 2003) oraz intensywną migrację jonów wapniowych i wodorowęglanowych w wodach podziemnych i powierzchniowych strefy młodoglacjalnej (por. rozdz. 6).

Zgromadzony w utworach polodowcowych węglan wapnia podlega redepozycji już od schyłku ostatniego glaciału. W konsekwencji zmian klimatu i degradacji wieloletniej zmarzliny nastąpiło uruchomienie głębokiego przepływu wód, a migracja węglanów zyskała większy zasięg i trwa z różnym natężeniem (Petelski, Sadurski 1987). W wyniku procesów biochemicznych i fizycznych precypitacja zawartego w wodach kwaśnego węglanu wapnia następuje w zbiornikach jeziornych, w iluwialnych poziomach glebowych, ale także w postaci martwic wapiennych w strefach wpływów wód podziemnych (Wołejko 2000b; Osadowski i in. 2009). Depozycja martwicy wapiennej następowała często z udziałem mszystych zbiorowisk źródłkowych z klasy *Montio-Cardaminetea* (Wołejko 2000b; Parusel 2008), mających zdolność fizjologiczną do biodepozycji węglanu wapnia. Analizę subśrodowisk sedymentacyjnych martwicy wapiennej przeprowadził S.W. Alexandrowicz (1987). Obecność martwicy wapiennej uznawana jest za ważny geoindykator zmian warunków przyrodniczych – paleoklimatycznych (temperatura i wilgotność) oraz paleohydrologicznych, w tym zmian lokalizacji wpływu wód podziemnych (Pazdur i in. 1988; Śnieszko 1995; Dobrowolski i in. 1999; Wołejko 2000b; Gradziński i in. 2001; Dobrowolski i in. 2005; Andrews 2006). Maksymalna intensywność depozycji martwic wapiennych skorelowana jest

²⁶ Według W. Jaroszewskiego (1986) powstawanie osadów biochemicznych następuje w procesach wytrącania w wyniku działalności fizjologicznej organizmów lub pod wpływem rozkładu substancji organicznej.

z atlantyckim optimum klimatycznym (Osadowski i in. 2009), podobnie jak w innych stanowiskach z południowej (Pazdur i in. 1988) i wschodniej (Dobrowolski i in. 1999, 2002, 2005) Polski.

W literaturze dyskutowane są różne czynniki wytrącania węglanu wapnia. Jednym z nich jest zaburzenie równowagi węglanowej związanej ze zmianami stężenia CO_2 w wodzie. Zmiany ilości CO_2 w wodzie są procesem fizycznym wywoływanym na przykład przez zmiany temperatury czy parowanie. Stężenie CO_2 może być także zależne od procesów fizjologicznych (działalność fotosyntetyczna) roślin wodnych (Szulc 1983; Pazdur i in. 1988; Pentecost, Viles 1994). Powstawanie martwicy wapiennej ma również charakter procesu biochemicznego, jeśli biorą w nim udział mszaki, glony lub bakterie (Szulc 1983; Merz-Preiz, Riding 1999).

Wartości wskaźnika SI_c wyższe od 0,5, oznaczające potencjalne warunki sprzyjające precypitacji CaCO_3 z roztworu (Pačes 1972, 1973), zanotowano w wodach 22% obszarów źródłiskowych (por. rozdz. 6). Należy jednak stwierdzić, że w trakcie kartowania hydrochemicznego i okresowych badań obszarów źródłiskowych w analizowanych wypływach wód podziemnych nie obserwowano widocznych oznak depozycji węglanu wapnia. Badania te potwierdzają obserwacje L. Wołejki (2000b) o rzadkim współcześnie wzroście martwicy wapiennej w aktywnych wypływach wód podziemnych w północno-zachodniej Polsce. Niemniej w otoczeniu źródeł, w ciekach źródłiskowych zlokalizowanych na wysoczyznach morenowych autor ten obserwował sporadyczne tworzenie się martwicy wapiennej głównie na głazach i detrytusie drzewnym, a w mniejszym stopniu inkrustracje węglanem wapnia darnin mchu *Cratoneuron commutatum* (tzw. sedimentacja mineralna; Tobolski 2000).

Stwierdzona w trakcie analizy mineralogicznej wytrąceń żelaza obecność kalcytu (ryc. 82) wskazuje na możliwość występowanie współczesnego wytrącania, jednak prawdopodobnie w bardzo małej ilości. Dodatnia wartość wskaźnika nasycenia wody względem kalcytu (SI_c), przy występujących stężeniach jonów wapnia (por. rozdz. 6), nie jest w przypadku badanych wypływów warunkiem rozstrzygającym o depozycji CaCO_3 , ważniejsza może być na przykład zmienność sezonowej agresywności wody. Zakres czteroletniej zmienności wartości wskaźnika SI_c w 12 okresowo badanych wypływach waha się od -0,84 do 0,74 (w sumie 246 pomiarów), co może wskazywać na występujące na przemian procesy wytrącania i rozpuszczania węglanu wapnia (por. rozdz. 6). M. Merz-Preiz, R. Riding (1999) podają, że znacząca depozycja węglanów w ciekach występowała przy średnim rocznym wskaźniku $\text{SI}_c > 0,75$, ale jednocześnie M.L.H. Boyer i B.D. Wheeler (1989) obserwowali wytrącenia przy wartościach $\text{SI}_c < 0,5$. W 13 badanych sezonowo stanowiskach średnie wartości SI_c z okresowych pomiarów są niskie, bowiem wynoszą od 0,06 (Wielawino 1b, Radomyśl 5) do 0,37 (Iwin 6). Wytrącony węglan wapnia prawdopodobnie zostaje rozpuszczony, gdy

w zasilaniu nisz źródłiskowych biorą udział wody spływu śródpokrywowe oraz agresywne wody opadowe i roztopowe, których zakwaszenie może wzrastać podczas kontaktu z roślinnością i osadami organicznymi (Kruszyk 1999). Mieszanie się wód różnego pochodzenia i o zróżnicowanych parametrach fizykochemicznych powoduje, że z niszy odpływają wody niedosycone, mające zdolność rozpuszczania węgla wapnia.

Występująca grupa uwarunkowań abiotycznych w badanych niszach źródłiskowych okazuje się być niewystarczająca do powstania trwałych wytrąceń węgla wapnia. Można zatem założyć, że procesy powstawania martwicy wapiennej oprócz właściwości fizykochemicznych wód kontrolowane są równocześnie przez udział roślinności oraz uwarunkowania fizyczne takie, jak: tempo eksfiltracji wód, wydajność wypływów, prędkość przepływu wody, temperatura wypływających wód podziemnych, temperatura powietrza wpływająca na parowanie wody.

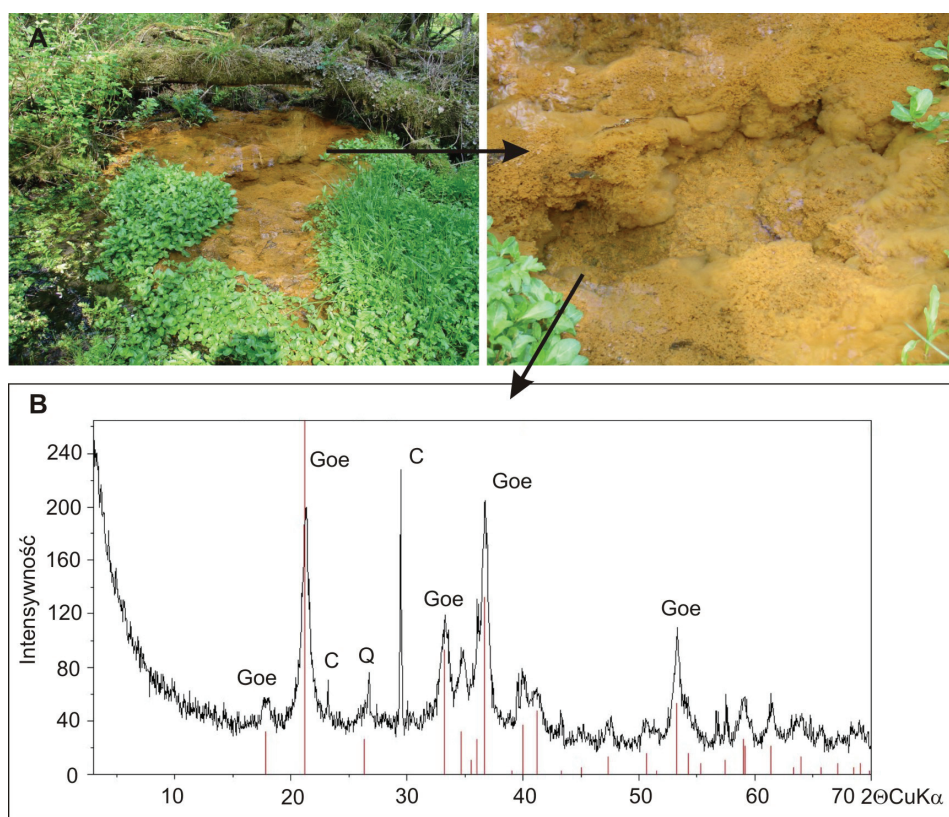
8.3.4.2. Wytrącenia żelaziste

Na obszarach młodoglacjalnych z wodami podziemnymi migrują także związki żelaza uwalniane w wyniku wietrzenia chemicznego i ługowane z osadów plejstocénskich i holocénskich. Intensywność ich migracji wodnej uzależniona jest między innymi od potencjału oksydacyjno-redukcyjnego i odczynu środowiska przepływu wody. Znaczący wpływ na stężenie żelaza w wodzie ma także biodegradacja substancji organicznej zachodząca z udziałem bakterii żelazistych. Na terenie badań stężenie żelaza w wypływach wód podziemnych w 73,7% było niższe od $0,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, a jedynie w trzech stanowiskach przekraczało $1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Mazurek 2007).

W niszach źródłiskowych, w strefach zmian potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, następuje utlenienie dwuwartościowego żelaza (pochodzenia chemicznego i biochemicznego) do trójwartościowego, który hydrolizując, tworzy wodorotlenki żelaza – ferrihydryt, a następnie getyt (= goethyt). Strefy zachodzenia tych reakcji znaczą wodorotlenki i uwodnione tlenki żelaza wytrącone w postaci koloidalnych kłaczków lub nalotów (= syderożel) na piaskach, żwirach i głazach, a także na roślinach i detrytusie roślinnym. Ponieważ pH wód w badanych niszach źródłiskowych jest wysoki (od 7,2 do 8,5), można założyć, że proces wytrącania przebiega szybko (Rajchel 2007). Reakcje utleniania mogą przybierać także charakter procesu biochemicznego, jednak udział bakterii żelazistych w tworzeniu tego typu osadów pozostaje do wyjaśnienia (Macioszczyk 1987). L. Rajchel (2007) wskazuje na obecność bakterii utleniających, jak i redukujących żelazo w wytrąceniach żelazistych. Występowanie wytrąceń żelazistych w strefach wypływów wód podziemnych często jest dokumentowane z: Karpat fliszowych

(pokrywy ochronne; Hubicka-Ptasińska i in. 1984; Kotlarczyk, Ratajczak 1996; Rajchel, Rajchel 1999), Roztocza (Czarnecka, Janiec 2007), Pomorza Zachodniego (Michalska 1979) i Suwalszczyzny (Nowakowski 1975). Wytrąceniom tym mogą towarzyszyć domieszki innych minerałów lub substancji mineralnych obecnych w wodach podziemnych, takich jak węglan wapnia lub krzemionka koloidalna (Kotlarczyk, Ratajczak 1996). Na dyfraktogramie próbki osadów żelazistych wytrąconych wokół wycieku na stanowisku Żarnowo 1 wyraźnie zaznaczają się refleksy pochodzące od getytu α -FeOOH, a także od kalcytu i kwarcu (ryc. 82).

Wytrącenia żelaziste obserwowano w prawie 38% badanych nisz źródłiskowych. Wyniki badań nie pozwalają jednak na wskazanie zależności między stężeniami żelaza w wodach podziemnych a intensywnością ich wytrącania



Ryc. 82. Wytrącenia żelaziste przy wyciekach powierzchniowych na stanowisku Żarnowo 1 (A) oraz mikrochemiczna analiza rentgenowska wytrąceń żelazistych występujących przy wyciekach powierzchniowych w niszy źródłiskowej na stanowisku Żarnowo 1 (B) (3.05.2008)
Goe - getyt, C - kalcyt, Q - kwarc

w strefie wypływu. Średnie stężenie żelaza w wypływach, wokół których zaobserwowano wytrącenia żelaziste, jest niewiele wyższe ($0,23 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) od stężenia Fe w niszach, w których wytrąceń nie obserwowano ($0,19 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Ponieważ nawet niewielkie zmiany lokalnych warunków hydrogeochemicznych (odczyn wody, potencjał utleniająco-redukcyjny, zawartość CO_2 w wodzie i obecność materii organicznej Macioszczyk 1987); mogą wpływać na wytrącanie się związków żelaza, dlatego też w sąsiadujących z sobą niszach źródłiskowych zasilanych z jednej warstwy wodonośnej nie w każdej z nich obserwuje się wytrącenia żelaza (np. w niszach źródłiskowych na stanowisku Wielawino 1).

Wytrącenia żelaza często zlokalizowane są poniżej wypływu ze źródeł basenowych, w których panują warunki redukcyjne, a wypływające wody zawierają niewielkie ilości tlenu (Mazurek 2007). W korytach cieków zasilanych ze źródeł, o dużym spadku dna, znacznych prędkościach i turbulentnym spływie wody, następuje szybkie natlenienie oraz wzrost temperatury wody, a czynniki te mają istotne znaczenie dla regulacji zawartości żelaza w wodzie. Obserwowane wytrącenia żelaza mogą więc być spowodowane takimi uwarunkowaniami, jak: wzrost prędkości przepływu wody na powierzchni terenu, spadek zawartości ditlenku węgla w wodzie, zmiana temperatury i odczynu wody po jej wypłynięciu na powierzchnię terenu do środowiska o warunkach silniej utleniających.

Rozpoznane osady biogeniczne oraz biochemiczne, które mogą być podstawą analiz paleogeograficznych, reprezentują różne etapy akumulacji i erozji źródłiskowej, co utrudnia ich zastosowanie do prześledzenia rozwoju nisz źródłiskowych. Jedynie badania osadów poza współcześnie aktywnymi morfologicznie niszami źródłiskowymi, a także rozpoznanie sąsiadujących z niszami mokradeł z osadami biogenicznymi dają możliwość znalezienia pełnego zapisu sedymentologicznego funkcjonowania niszy źródłiskowej.

8.4. Typologia i klasyfikacja osadów nisz źródłiskowych

Nisze źródłiskowe pomimo małych powierzchni charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem i dynamiką subs środowisk depozycji. Występowanie zróżnicowanych procesów depozycyjnych odpowiedzialne jest za mozaikę osadów, która łatwo może ulec przebudowie pod wpływem czynników wewnętrznych (zmiany aktywności procesów rzeźbotwórczych) i zewnętrznych (zmiany bilansu wodnego, użytkowania terenu). Dotychczasowy wąski zakres badań środowiska sedymentacyjnego nisz źródłiskowych sprawił, że brak jest klasyfikacji utworów deponowanych w obszarach źródłiskowych. Niewystarczający jest również opis cech diagnostycznych utworów, tak jak w przypadku osadów węglanowych, którym mylnie przypisywana

bywa geneza limniczna, na co uwagę zwracał między innymi K. Tobolski (2000). Dotychczas jedynie L. Wołejko (2000b), korzystając z wyników badań ekosystemów źródłiskowych północno-zachodniej Polski, przedstawił podział utworów źródłiskowych na: torfy, wytrącenia przyźródłowe, namuły aluwialne i deluwialne.

Opierając się na powszechnie stosowanych podziałach skał osadowych w zależności od ich składu i genezy (por. Łydka 1985; Jaroszewski 1986) oraz zasadach wydzielania subsródlisk sedymentacyjnych (Gradziński i in. 1986) na podstawie przeprowadzonych badań w niszach źródłiskowych południowej części dorzecza Parsęty, wyodrębniono następujące typy osadów (tab. 14):

Tabela 14. Klasyfikacja osadów w niszach źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty

Zespół osadów	Środowisko depozycyjne	Proces	Facja osadów	Typ osadów
Zespół pokryw podłoża	glacialne	akumulacja	gliny morenowe, żwiry i piaski lodowcowe	osady mineralne
	fluwioglacjalne i limnoglacialne	sedymentacja	żwiry i piaski fluwioglacjalne	
	fluwialne	depozycja	żwiry i piaski aluwialne	osady mineralno-organiczne i mineralne
Zespół osadów źródłiskowych	stoków nisz źródłiskowej	akumulacja	koluwia, deluwia, proluwia, osady sufozyjne	
	dna nisz źródłiskowej	erozja źródłiskowa	rezydualne żwiry i piaski, bruki żwirowo-głazowe	
		akumulacja źródłiskowa, redepozycja	namuły mułkowe, piaszczyste, mineralno-organiczne	
		depozycja i redepozycja fluwialna	aluwia piaszczyste i mułkowe	
		sedymentacja chemogeniczna i biochemogeniczna	martwice wapienne, wytrącenia żelaziste	
sedentacja, sedymentacja biogeniczna	torf niski, humotorf, namuły organiczne (torfiaste)	osady biogeniczne		
Zespół osadów aluwialnych	fluwialne	depozycja i redepozycja fluwialna	żwiry i piaski korytowe oraz pozakorytowe, detrytus organiczny	osady mineralne i mineralno-organiczne

- 1) osady mineralne:
 - osady stokowe: żwiry i piaski z dodatkiem frakcji pyłowej będące efektem: ruchów masowych – koluwia, splukiwania – deluwia, sporadycznej erozji wąwozowej – proluwia, wymywania podziemnego i zapadania się tuneli podziemnych – osady sufozyjne,
 - osady rezydualne (następstwo rozmywania osadów podłoża) piaszczysto-żwirowe, bruk żwirowo-głazowy,
 - namuły (skutek akumulacji eksfiltrujących wód podziemnych i ich spływu warstwowego po powierzchni dna niszy) piaszczyste i mułkowe,
 - osady aluwialne: piaski średnioziarniste i drobnoziarniste akumulowane w dnach koryt i poza strefą korytową;
- 2) osady mineralno-organiczne:
 - osady aluwialne: piaski drobno- i średnioziarniste z detrytusem organicznym, akumulowane poza strefą korytową,
 - namuły mineralno-organiczne;
- 3) osady chemogeniczne i biochemogeniczne określane też jako wytrącenia przyźródłowe:
 - osady węglanowe głównie w postaci martwicy wapiennej,
 - wytrącenia związków żelaza;
- 4) osady biogeniczne:
 - torf niski: turzycowo-zielny, mszysty, olesowy, humotorf,
 - namuły organiczne (torfiaste).

Osadami wskaźnikowymi dla środowiska sedymentacyjnego nisz źródliskowych są osady dna niszy (por. tab. 14).

Proponowana typologia i klasyfikacja osadów w niszach źródliskowych wymaga dalszej weryfikacji w innych obiektach krenologicznych obszarów nizinnych, aby mogła mieć znamiona uniwersalności.

9

TYPOLOGIA I ROZWÓJ NISZ ŹRÓDLISKOWYCH NA OBSZARACH MŁODOGLACJALNYCH

Początek koryta łączący podsystem stokowy z korytowym jest elementem systemu fluwialnego najbardziej czułym na oddziaływanie czynników tak zewnętrznych, jak i wewnętrznych w obrębie obszaru źródłiskowego. Bilans produkcji i odprowadzania materiału klastycznego w zlewni rzecznej w znacznym stopniu wpływa na równowagę dynamiczną pomiędzy procesami erozji i akumulacji kontrolującymi położenie początku koryta (Kirkby 1980, 1994; Dietrich, Dunne 1993; Bull, Kirkby 2002). W tym kontekście erozja źródłiskowa wydaje się być ważnym procesem warunkującym rozwój koryta rzecznej, sieci rzecznej oraz dolinnej w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Wyływy wód podziemnych uruchamiają szereg procesów, które powodują inicjację cieków źródłiskowych, erozję wsteczną (wydłużanie koryt) i mogą prowadzić do rozgałęziania (tworzenia dopływów, kolejnych cieków 1. rzędu). Kontrastuje to z rozwojem sieci rzecznej w wyniku spływu powierzchniowego, w którym dominują kaptaje i zanikanie mniejszych linii odpływów na rzecz głównego cieku (Dunne 1980).

Zapoczątkowane przez wyływy wód podziemnych koryta rzeczne charakteryzują się różną lokalizacją w obrębie sieci dolinnej południowego dorzecza Parsęty. Lokalizacja większości początków koryt zgodna jest z początkiem doliny, a spośród 88 analizowanych obszarów źródłiskowych około 27% położonych jest w dolnej części suchej doliny odziedziczonej najczęściej po wcześniejszych procesach denudacyjnych. W przypadku wyływów nieskoncentrowanych dokładna lokalizacja właściwego początku cieku jest stosunkowo trudna, a początku koryta rzecznej z reguły nie można identyfikować z miejscem wypływu wód podziemnych.

9.1. Typologia morfogenetyczna nisz źródłiskowych południowego dorzecza Parsęty

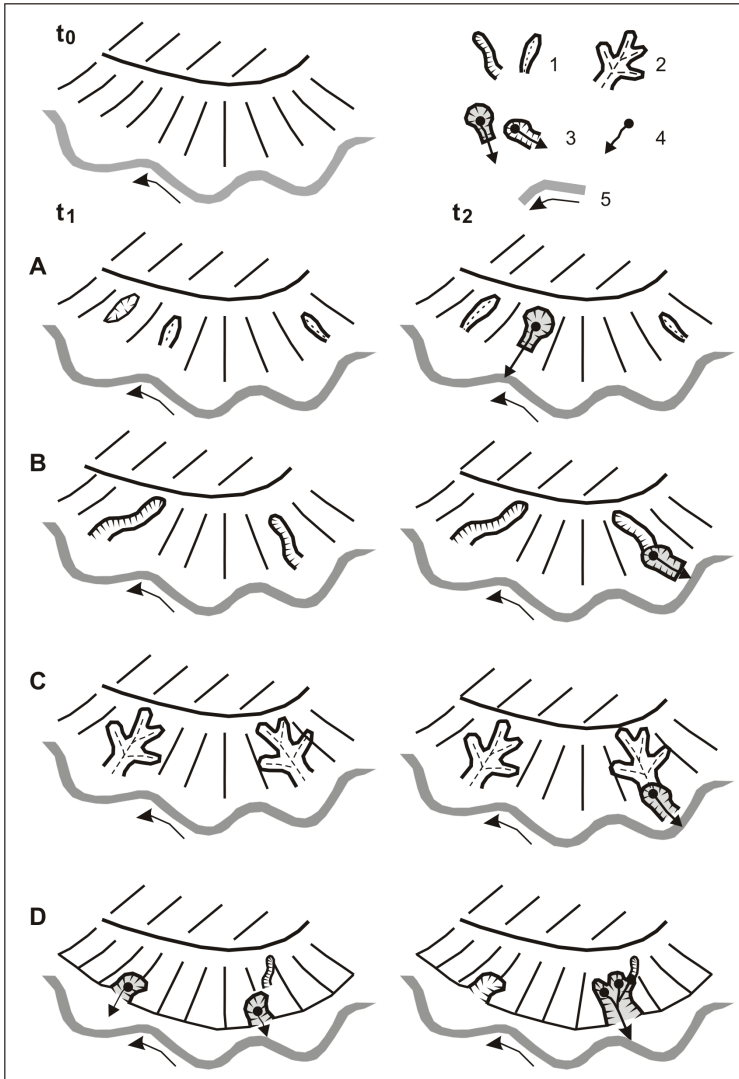
Klasyfikację nisz i obszarów źródłiskowych można przeprowadzić, biorąc pod uwagę takie kryteria, jak:

- 1) morfometrię zapleczka wypływów wód podziemnych i nisz źródłiskowych: zlewnie 00 stokowe, zlewnie 00 krawędziowe, zlewnie 00 pre-dysponowane starszą rzeźbą (por. podrozdz. 4.3.2.2),
- 2) osady podłoża: osady wysoczyzny morenowej, osady równin fluwioglacjalnych, osady teras rzecznych (por. podrozdz. 4.4.1),
- 3) kształt nisz: basenowe, misowate, wrzecionowate, inne (por. podrozdz. 5.2),
- 4) aktywność morfodynamiczną: nisze aktywne, odmładzane (reaktywowane), zmarłe (por. podrozdz. 7.4),
- 5) stadium rozwojowe: młodociane, dojrzałe, starcze (por. podrozdz. 7.4),
- 6) geologię: nisze z dominacją osadów mineralnych, z udziałem osadów organicznych, z udziałem osadów chemogenicznych i biochemogenicznych (por. podrozdz. 8.4),
- 7) przekształcenia antropogeniczne: nisze z przekształceniami hydrochemicznymi (por. podrozdz. 6.2), z przekształceniami geomorfologicznymi (por. podrozdz. 7.1.6), z przekształceniem roślinności, bez przekształceń.

Nisze źródłiskowe w południowej części dorzecza Parsęty w stosunku do form terenu wyższego rzędu taksonomicznego (inicjalnej powierzchni morfologicznej) można podzielić na trzy typy – stokowe, włożone i krawędziowe (ryc. 83). Wydzielone typy nawiązują do rozpoznanych typów morfometrii zapleczka wypływów wód podziemnych. Składowe powierzchniowe i podziemne przepływy wody w poszczególnych typach zlewni zerowego odpływu są bowiem ważnymi czynnikami determinującymi lokalizację nisz źródłiskowych. Każdy z tych typów nisz źródłiskowych charakteryzuje się odmiennym mechanizmem inicjacji i rozwoju oraz sposobem włączania w stałą sieć rzeczną, wskutek czego także odmiennym udziałem w rozwoju sieci dolinnej. Rozwój ten może następować generalnie w dwóch kierunkach:

- od wododziału w kierunku doliny wyższego rzędu (rozwój w dół stoku),
- od doliny wyższego rzędu w stronę wododziału (rozwój w górę stoku).

Ze stratygrafią i litologią utworów czwartorzędowych na obszarach młodoglacjalnych wiąże się wewnętrzna niejednorodność i zróżnicowanie właściwości filtracyjnych wodonośca (porowatość, współczynnik filtracji), ukształtowanie stropu osadów podścielających warstwy wodonośne oraz wielkość



Ryc. 83. Typy nisz źródłiskowych w odniesieniu do pierwotnej powierzchni morfologicznej: A - nisz źródłiskowe stokowe, B - nisz źródłiskowe włożone w formy denudacyjno-erozyjne, C - nisz źródłiskowe włożone w formy denudacyjne, D - nisz źródłiskowe krawędziowe

t₀ - stan inicjalny: stok z korytem rzeczny wyższego rzędu, t₁ - początek rozwoju nisy źródłiskowej, t₂ - stan obserwowany; 1 - formy erozyjne i erozyjno-denudacyjne, 2 - formy denudacyjne, 3 - nisz źródłiskowa, 4 - ciek 1. rzędu, 5 - ciek wyższego rzędu

obszaru zasilania. Źródła i wycieki skupione w obrębie stosunkowo niewielkich powierzchniowo obszarów źródłiskowych świadczą o występujących lokalnie tendencjach do koncentracji odpływu podziemnego. Warunki

te ukierunkowują rozwój nie tylko obszarów źródłiskowych, ale także sieci rzecznej i dolinnej 1. rzędu poprzez wydłużanie (w górę i w dół stoku) oraz rozgałęzianie.

9.1.1. Nisze stokowe

Nisze stokowe (ryc. 83, fot. 9) rozwijają się na stokach (np. kemów, wzgórz moren martwego lodu czy ostańców erozyjno-denudacyjnych), w miejscach predysponowanych istnieniem inicjalnych małych zagłębień źródłiskowych (np. bruzd erozyjnych, niecek denudacyjnych lub zagłębień sufozyjnych). Zagłębienia źródłiskowe rozwijające się w środkowej i górnej części stoku w stadium młodocianym związane są z funkcjonowaniem systemu stokowego, w którym warunki pogodowe i zmiany pokrycia terenu decydują o natężeniu procesów stokowych. Jednocześnie winny być spełnione odpowiednie uwarunkowania hydrogeologiczne zapewniające płytkie położenie zwierciadła wód podziemnych i możliwość ich wypływu na powierzchnię.



Fot. 9. Przykłady nisz stokowych: A – stokowa nisza źródłiskowa na stanowisku Rudno 3, B – stokowa nisza źródłiskowa na stanowisku Rudno 1

Zlewnie zerowego odpływu nisz stokowych obejmują stoki o kształcie prostym lub wypukłym, zazwyczaj prowadzącym do rozproszonego spływu powierzchniowego wody (por. ryc. 21A). Ta grupa zlewni zerowego odpływu określana jako zlewnie stokowe (podrozdz. 4.3.2.2) charakteryzuje się najmniejszą średnią powierzchnią. Woda wypływająca w źródłach, wyciekach i wysiękach poprzez uruchomienie zespołu procesów źródłiskowych powoduje erozję wsteczną i pogłębianie inicjalnego zagłębienia źródłiskowego. Początkowo rozwija się wydłużona i płytka nisza stanowiąca począ-

tek doliny. Erozja źródłiskowa stopniowo prowadzi także do poszerzania czołowej (zamykającej) części niszy, a w niektórych przypadkach, poprzez wyodrębnianie się ostróg, doprowadza do rozczłonkowania zboczy i podziału niszy. Ewidentnym świadectwem takiego rozwoju niszy są kształty ich profili poprzecznych (por. rozdz. 5). Natomiast w dolnej części niszy źródłiskowej ze wzrostem wielkości дренаżu wód podziemnych wzrasta ilość odpływającej wody, co sprzyja nasilaniu erozji dennej (ryc. 83A). Nisza w dolnej części swojego profilu podłużnego, w miejscu jej otwarcia na przedpole, osiąga znaczne głębokości z zachowaniem małej szerokości. Stopniowy rozwój – od małego zagłębienia różnej genezy przez niszę wąską i wydłużoną do niszy basenowej lub misowatej – wynika z odpowiedniego wzrostu intensywności źródłiskowych procesów morfogenetycznych. Przedstawiony kierunek rozwoju niszy źródłiskowej zgodny jest z etapami rozwoju niszy w wyniku erozji wód podziemnych, otrzymanymi podczas eksperymentów laboratoryjnych przeprowadzonych przez B. Smitha i in. (2008). Nisze stokowe w badanym dorzeczu Parsęty zasilane są przez wypływy wód podziemnych, które drenują lokalne przypowierzchniowe poziomy wodonośne. Należy zatem sądzić, że rozwój tego typu niszy jest uzależniony od zasobności zbiorników wodonośnych.

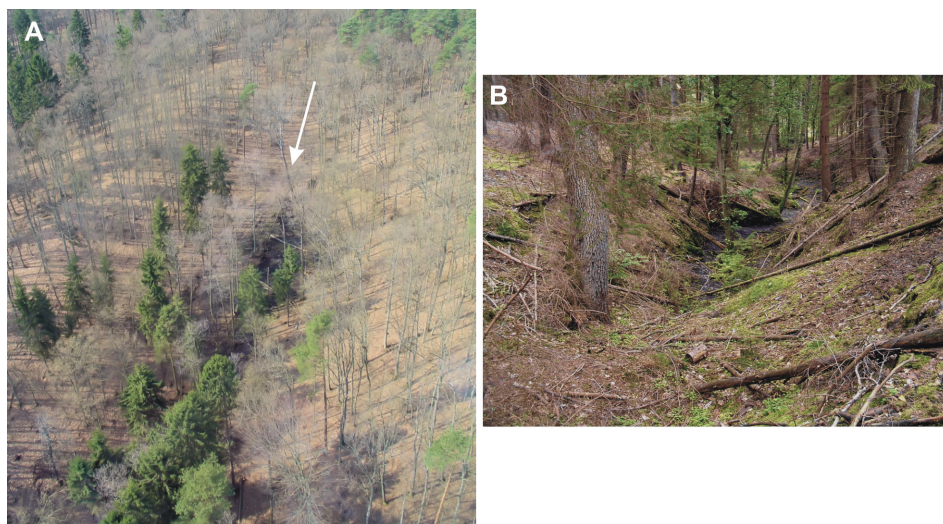
Inicjalne nisze stokowe nie mają powiązania z siecią rzeczną wyższego rzędu. Ciek 1. rzędu związane z wypływami wód podziemnych na stokach początkowo rozwijają się w podsystemie stokowym. Z upływem czasu bruzda odpływowa niszy przekształca się w koryto rzeczne. Rozwijające się koryto w podsystemie fluwialnym dołącza do koryta cieku wyższego rzędu z pewnym przesunięciem czasowym w stosunku do inicjacji niszy stokowej, zyskując połączenie z całą siecią rzeczną. Zatem powstawanie niszy stokowych przyczynia się do rozwoju sieci dolinnej od lokalnego wododziału do doliny rzecznej wyższego rzędu. Dobrą ilustracją takiego kierunku rozwoju są obszary źródłiskowe zlokalizowane w okolicach Rudna (stanowisko Rudno 1 i 3, fot. 9).

Trudne do ustalenia są przyczyny lokalizacji na zboczu inicjalnego zagłębienia źródłiskowego (por. Churska 1965). Procesy źródłiskowe spowodowały modyfikację takiego zagłębienia, zatem obecnie trudno wskazać jednoznacznie na jego genezę. A.L. Coelho-Netto (1999) rozpatrując podobną sekwencję włączania zawieszzonego na stoku początku koryta do sieci dolinnej (rozwój w dół), wskazuje na rolę budowy geologicznej i uwarunkowań strukturalnych w lokalizacji obszarów źródłiskowych. W przypadku dorzecza Parsęty i obszarów młodoglacjalnych dla lokalizacji i rozwoju tego typu niszy stokowych istotne jest zróżnicowanie litofacjalne osadów lodowcowych na wysoczyźnie morenowej, decydujące o warunkach przepływu wód podziemnych. Jednocześnie N. Schorghofer i in. (2004) na podstawie obserwacji

terenowych i eksperymentów laboratoryjnych dowodzą, że nawet na obszarach zbudowanych z osadów przepuszczalnych inicjacja koryta cieku następuje szybciej wskutek erozji spływu powierzchniowego niż przez wysączającą się na powierzchnię wodę podziemną. Biorąc pod uwagę te wnioski, można założyć, że jednym z czynników inicjujących powstanie badanych zagłębień i nisz była działalność erozyjna wód spływających po stoku.

9.1.2. Nisze włożone

Drugi wydzielony typ stanowią nisze włożone w starsze formy dolinne i nieckowate (ryc. 83B, C, fot. 10). W tym przypadku lokalizacja obszarów źródłiskowych może być „odziedziczona” po cyklach morfogenetycznych, na przykład po cyklu peryglacjalnym lub jednym z etapów rozwojowych rzeźby holocenińskiej. Poprzedzające formy dolinne rozwijały się poprzez kolejne fazy rozcinania i wypełniania osadami, a cykliczność ich rozwoju wynika ze zmian warunków klimatycznych i użytkowania terenu (np. wylesienia). Nisze źródłiskowe rozwijające się na obszarach wysoczyzn morenowych wycięte są w formach erozyjnych (ryc. 83B) oraz denudacyjnych (niecki i doliny denudacyjne, ryc. 83C). Pogłębianie niektórych form denu-



Fot. 10. Przykłady nisz włożonych: A – nisza źródłiskowa na stanowisku Ostre Bardo 4 włożona w nieckę denudacyjną, B – nisza źródłiskowa na stanowisku Buślary 2 włożona w dolinę denudacyjną

dacyjnych i erozyjnych doprowadziło do rozcięcia warstw wodonośnych oraz wypływu wód podziemnych na powierzchnię (ryc. 83B, C), a tym samym zapoczątkowania stałego odpływu w dotychczas suchych formach dolinnych. Pojawienie się wypływów w suchych dolinach może także nastąpić w wyniku zmian klimatu, pokrycia terenu oraz działalności człowieka.

W wyniku morfogogenetycznego oddziaływania wypływów wód podziemnych następuje zmiana morfologii uprzednich form denudacyjnych. Przejście zlewni zerowego odpływu w podsystem początku koryta w obrębie dna suchej doliny może następować w sposób stopniowy, bez wyraźnej zmiany spadku. Najczęściej jednak nisza źródłiskowa od położonej powyżej części suchej doliny ograniczona jest progiem erozyjnym powstałym w wyniku erozji dennej. W badanych obszarach źródłiskowych południowej części dorzecza Parsęty progi te dochodzą do 1,5 m wysokości. Pogłębianie dolin, które uzyskały stały odpływ, powoduje zwiększenie różnic wysokości między górną częścią dolinki odwadnianą jedynie epizodycznie a kształtującą się doliną cieką o odpływie stałym lub okresowym. Głębokość nisz włożonych zależy od deniwelacji występujących w formach starszych.

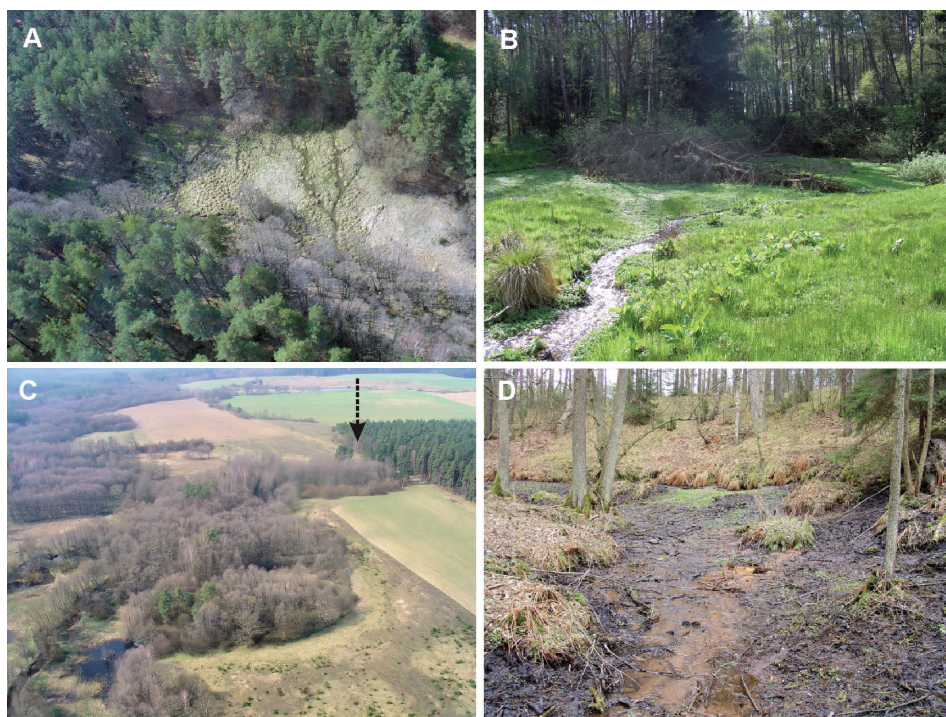
Na początkowym etapie rozwoju nisz włożonych ich morfometria odzwierciedla wydłużenie form inicjalnych. W profilu poprzecznym występuje łagodne przejście między zboczem a dnem. Wąskie nisze źródłiskowe w wyniku erozji źródłiskowej i ruchów masowych, których intensywność zależy między innymi od wydajności wypływów wód podziemnych, ulegają poszerzaniu, przyjmując kształt wrzecionowaty. Erozja denna prowadzi do wyrównywania i pogłębienia den starszych form dolinnych, zestromienia ich zboczy, a w rezultacie modyfikacji odziedziczonego profilu poprzecznego z V-kształtnego w płaskodenny. W trakcie rozwoju niszy następuje wyodrębnienie płaskiego dna i stromego odcinka stoku będącego wynikiem obrywów i osuwisk. Procesy erozji wstecznej, a następnie procesy korytowe mogą przekształcać stopniowo suchy górny odcinek doliny. W niszach wrzecionowatych włożonych w starsze formy erozyjne i denudacyjne kształtuje się odpływ korytowy, który powoduje ich włączanie w sieć rzeczną (rozwój w dół stoku). Dla nisz wrzecionowatych można wydzielić zatem dwa podstawowe etapy rozwoju obejmujące formowanie się starszej formy dolinnej lub nieckowatej o różnej genezie, a następnie jej modyfikację przez procesy inicjowane wypływami wód podziemnych. Podobna dwuetapowa geneza dolin wyciętych w wybrzeżu klifowym na równinie fluwioglacjalnej Canterbury w Nowej Zelandii przedstawiana jest przez S.A. Schumma i L. Philipsa (1986).

W południowej części dorzecza Parsęty około 27% nisz źródłiskowych zlokalizowanych jest w obrębie starszych form denudacyjnych, na przykład nisze na stanowiskach Buślary 2 (fot. 10), Koprzywno 1, Popielewo 5. Loka-

lizacja młodych nisz źródłiskowych w starszych formach denudacyjnych jest także obserwowana na obszarze starogłacialnym. P. Moniewski (2004) konstatuje, że na Wzniesieniach Łódzkich dominują wydłużone kształty nisz źródłiskowych, których przebieg zwykle nawiązuje do suchych dolin położonych powyżej.

9.1.3. Nisze krawędziowe

Nisze krawędziowe zlokalizowane są u podnóża zboczy pradolin i dolin rzecznych, krawędzi teras rzecznych lub stref krawędziowych wysoczyzn morenowych (ryc. 83D, fot. 11). Krawędziowe zlewnie zerowego odpływu (por. ryc. 21B) występują zarówno na stokach zbieżnych, jak i rozbieżnych. Jednak w większości są to stoki niewykazujące tendencji do koncentracji



Fot. 11. Przykłady nisz krawędziowych: A – krawędziowy obszar źródłiskowy na stanowisku Sulikowo 2, B – krawędziowy obszar źródłiskowy na stanowisku Żarnowo 1, C – krawędziowa nisza źródłiskowa na stanowisku Zwartowo 1, D – krawędziowa nisza źródłiskowa na stanowisku Wielawino 1a

splywu powierzchniowego. Nisze związane z dolinami rzecznyymi lub terasami rzecznyymi mogą być zainicjowane przez migrację boczną koryta rzecznoego lub uaktywnione w wyniku erozji wgłębnej i zwiększonego drenażu wód podziemnych w strefie dolinnej (Churska 1965; Banach 1977; Harvey 2001). Duży spadek rzek stymuluje procesy erozyjne wpływające na położenie bazy erozyjnej wypływów wód podziemnych, dla których rzeki są recypientami.

Nisze krawędziowe pozostają szeroko otwarte w kierunku dolin wyższego rzędu. Ich rozwój następuje w wyniku erozji wstecznej od podnóży, na przykład strefy krawędziowej wysoczyzny lub zbocza doliny rzecznej, w stronę wododziału (rozwój w górę stoku). Powiększaniu nisz źródłiskowych sprzyja duże nachylenie zboczy, które modelowane są w głównie przez ruchy masowe uruchamiane przez erozję podzboczowych wypływów. W wyniku erozji źródłiskowej i odprowadzania materiału klastycznego rozwija się dno o małym spadku. Zróżnicowane tempo erozji wstecznej sprzyja wyodrębnieniu się ostróg ostańcowych i daje początek rozwidlaniu się niszy. Erozja wsteczna nisz krawędziowych może doprowadzić również do włączenia w ich obręb wyżej leżących form erozyjnych. Połączenie to prowadzi do integracji sieci dolinnej, tak jak w przypadku stanowiska Wielawino 1a. A.L. Coelho-Netto (1999) przedstawia podobny mechanizm rozwoju dolin postępujący w kierunku wododziału w wyniku erozji źródłiskowej z drugorzędnym udziałem ruchów osuwiskowych, splukiwania i obrywania.

Obszary źródłiskowe krawędziowe występujące na badanym obszarze (m.in. stanowiska: Lubogoszcz 1, Sulikowo 2, Piaski 4, Żarnowo 1) zasilane są przez wydajne źródłiska. Cechami charakterystycznymi tych obszarów źródłiskowych są największe powierzchnie oraz często występowanie w ich obrębie kilku nisz misowatych.

9.2. Tendencje rozwoju obszarów źródłiskowych

Formy dolinne 1. rzędu na obszarach młodoglacjalnych obejmują elementy o różnej genezie (por. podrozdz. 1.1), a także elementy różnego wieku. Zakres przeprowadzonych badań nie pozwala na wskazanie czasu inicjacji nisz źródłiskowych, który zapewne jest zróżnicowany dla poszczególnych form. Rozwój nisz źródłiskowych (a zarazem cieków 1. rzędu) nie przebiegał synchronicznie na badanych stanowiskach, co wynika z kilku uwarunkowań. Można do nich zaliczyć: lokalizację w zróżnicowanych jednostkach geomorfologicznych (wysoczyzny morenowe, równiny fluwioglacjalne, doliny rzeczne), odmienne warunki hydrogeologiczne (zasilanie z lokalnego i przejścio-

wego systemu wodonośnego) i hydrologiczne (zróżnicowana wydajność wypływów), a w rezultacie odmienną genezę nisz (nisze stokowe, włożone, krawędziowe). Poza tym ze względu na niewielkie rozmiary tych form terenu i duże znaczenie uwarunkowań lokalnych rozwój nisz źródłiskowych może przebiegać w sposób indywidualny, co skutkuje sąsiedowaniem form znajdujących się na różnych etapach rozwoju.

9.2.1. Problem wieku nisz źródłiskowych w dorzeczu Parsęty

Proces kształtowania się nisz źródłiskowych i związanych z nimi koryt 1. rzędu jest zależny przede wszystkim od funkcjonowania systemu wodonośnego i jego reakcji na warunki klimatyczne. Fazy zawilgoceń i ochłodzeń u schyłku późnego glacjału oraz w holocenie miały wpływ na wahania poziomu wód podziemnych, zmiany wydajności wypływów wód podziemnych i zasilania wód powierzchniowych. W obszarach źródłiskowych zmiany te mogły odzwierciedlać się w fazach erozji i wypełniania osadami nisz źródłiskowych. Taką sekwencyjność rozwoju mogą potwierdzać badania budowy geologicznej torfowisk źródłiskowych w północno-zachodniej Polsce przeprowadzone przez L. Wołękę (2000b) oraz R. Dobrowolskiego i in. (2010). Autorzy wskazują na kilkakrotnie powtarzające się sekwencje osadów mineralnych, biogenicznych i martwicy wapiennej, wiążąc je ze zmianami warunków hydrologicznych. Jednocześnie warto zwrócić uwagę na ciągłość występowania olsu źródłiskowego, sięgającą kilku lub nawet kilkunastu pokoleń²⁷ drzew na torfowisku źródłiskowym w dolinie Słupi (Pawłaczyk 2004–2005), co może świadczyć o długoterminowej stabilizacji warunków siedliskowych, a więc także stosunków wodnych.

Wytapianiu brył martwego lodu i wieloletniej zmarzliny w późnym glacjału i wczesnym holocenie (preboreał/boreał) towarzyszyły zmiany warunków hydrogeologicznych (m.in.: Nowaczyk 1994; Bajkiewicz-Grabowska 2002; Błaszkiwicz 2003; Lewandowski, Nita 2008). Całkowity zanik wieloletniej zmarzliny spowodował wzrost głębokości infiltracji wód opadowych. Poza tym wykształcenie się stałego odpływu rzecznego uruchomiło intensywną erozję denną zwłaszcza w odcinkach przełomowych sieci dolinnej, co spowodowało także obniżanie poziomu wód podziemnych o kilkanaście metrów. Obniżenie poziomu wód podziemnych od preboreału do górnej części okresu atlantyckiego dokumentują, na podstawie analizy szczątków makroskopowych roślin i zwierząt w osadach zbiornika jeziornego w zlewni

²⁷ W warunkach naturalnych olsy mogą przetrwać na pojedynczym stanowisku do kilku tysięcy lat (Białobok i in. 1980).

Regi, K. Mianowicz i B. Cedro (2010). W wyniku tych zmian nastąpiło osuszenie wielu płytkich dolinek, a prawdopodobnie także tych nisz źródłiskowych, których ówczesne funkcjonowanie oparte było na zasilaniu przez płytkie wody podziemne.

Uruchomienie i ustabilizowanie się we wczesnym holocenie lokalnych, przejściowych i regionalnych systemów wodonośnych (Petelski, Sadurski 1987; Lewandowski, Nita 2008) oraz uruchomienie pionowej cyrkulacji wód podziemnych zapoczątkowało stały udział wód podziemnych w funkcjonowaniu geosystemów północno-zachodniej Polski. W okresie kształtowania się systemów wodonośnych zmieniła się waga poszczególnych procesów inicjujących doliny 1. rzędu, które początkowo rozwijały się z dużym udziałem spływu powierzchniowego i spłukiwania liniowego, a następnie udziałem wód podziemnych oraz erozji źródłiskowej. W dolinach rzecznych erozja denna spowodowała rozcięcie koryt, a obniżenie bazy erozyjnej sprzyjało drenowaniu głębszych poziomów wód podziemnych. Na zboczach dolin rzecznych i teras nadzalewowych mogły organizować się wypływy wód podziemnych inicjujące nisze krawędziowe. Również holocenne pogłębianie den dolinek denudacyjnych, które powstały w późnym glacie, mogło sprzyjać rozwojowi nisz włożonych.

Potwierdzeniem funkcjonowania naporowych wypływów wód podziemnych z poziomów międzymorenowych na obszarze badań we wczesnym holocenie są osady torfowiska źródłiskowego w Ogartowie (Mazurek, Dobrowolski 2006; Osadowski i in. 2009). Na początkowym etapie jego rozwoju następowało akumulowanie martwicy wapiennej, której maksimum depozycji przypadło na atlantyckie optimum klimatyczne. Na pierwszą połowę okresu atlantyckiego datowany jest również, przez M. Lamentowicza (2005), początek rozwoju torfowisk źródłiskowych na Pomorzu Wschodnim. Znaczna wydajność źródeł naporowych zasilających torfowiska źródłiskowe prawdopodobnie utrzymywała się do schyłku okresu atlantyckiego. Wyraźne pogorszenie warunków termicznych i wilgotnościowych na początku okresu subborealnego spowodowało spadek wydajności wypływów w Ogartowie.

Ponowne podniesienie poziomu wód podziemnych w starszej części okresu subborealnego, a następnie w okresie subatlantyckim spowodowane jest przez fazy zwilgotnienia i ochłodzenia klimatu (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1991; Florek i in. 1999; Szpikowski 2010), ale także może wynikać z działalności antropogenicznej. Osady biogeniczne zachowane w niszy źródłiskowej Ostre Bardo 5 mogą być związane ze zmianami klimatycznymi przelomu okresu subborealnego i subatlantyckiego (podrozdz. 8.2.2, ryc. 79B). Jednocześnie z przeprowadzonych obserwacji zróżnicowania środowisk morfodynamicznych w obrębie jednej niszy wynika, że akumulacja biogeniczna może być także wymuszona zmianą lokalnych powierzchniowych warunków hydrologicznych.

W młodszym holocenie działalność gospodarcza – karczowanie i wypalanie lasów oraz uprawa ziemi – wpłynęły na uruchomienie procesów stokowych i rozwój V-kształtnych rozcięć erozyjnych. Wyrazne przekształcenie rzeźby nastąpiło u progu średniowiecza i zbiegło się z początkiem wczesno-średniowiecznego osadnictwa na Pomorzu (Majewski 2008). Towarzyszyły mu także ważne zmiany klimatyczne polegające na zwilgotnieniu i ochłodzeniu klimatu. Możliwe było wówczas powstanie wysięków i wycieków w obrębie pogłębianych form dolinnych i inicjacja nisz włożonych.

Na zmianę liczby wypływów wód podziemnych i ich rolę morfogenetyczną z pewnością wpływ miały melioracje przeprowadzane na Pomorzu w XIX w. Sprzyjały one przyspieszeniu odpływu wody, wzrostowi gęstości sieci rzecznej oraz obniżeniu zwierciadła płytkich wód podziemnych o 1–2 m (Wilgat 1991). Regulacja sieci rzecznej i zmiany jej gęstości są istotnymi czynnikami ograniczającymi liczbę i wydajność wypływów wód podziemnych. Na badanym obszarze na gruntach ornym i użytkach zielonych, między innymi w okolicy miejscowości Górka, autorka obserwowała suche nisze źródłiskowe, których wypływy zostały ujęte w dreny i wyeliminowane jako czynnik rzeźbotwórczy.

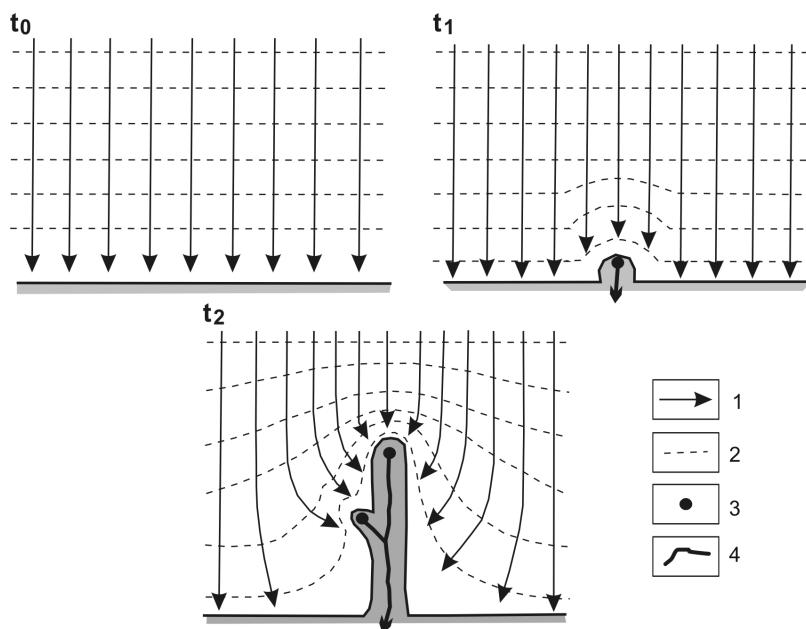
Zmiany klimatyczne, wahania poziomu wód podziemnych i wydajności wypływów podczas ostatnich kilku-kilkunastu tysięcy lat mogły powodować zróżnicowanie dynamiki rozwoju nisz źródłiskowych, a także zmiany dominujących procesów kształtujących ich morfologię. Stabilność funkcjonowania wypływów wód podziemnych zależna jest od warunków hydrogeologicznych. Zmiany klimatu, jak i oddziaływanie czynników antropogenicznych przede wszystkim miały wpływ na zanik położonych wyżej wypływów zasilanych z lokalnych poziomów wodonośnych na wysoczyznach morenowych lub z małych zbiorników wodonośnych w osadach fluwiogłacialnych silnie związanych z rocznym rytmem opadów. Natomiast w przypadku wypływów zasilanych z dużych zbiorników wodonośnych z systemu przejściowego i regionalnego ich reakcja na zmiany uwarunkowań była prawdopodobnie mniejsza. Jednak słabsza w małych niszach źródłiskowych, nawet lokalne przekształcenia pokrycia terenu mogą wywołać zmiany aktywności procesów morfogenetycznych w wyniku zmian lokalnego bilansu wodnego.

9.2.2. Modelowe ujęcie rozwoju obszarów źródłiskowych

W zależności od sytuacji morfologicznej i dynamiki zasilania obszary źródłiskowe obecnie modyfikowane są przez procesy denudacyjne i erozyjne prowadzące do zwiększenia ich kubatury. Rozwój obszarów źródłiskowych był wieloetapowy. Badania przeprowadzone w dorzeczu Parsęty,

uzupełnione obserwacjami w strefie młodoglacjalnej²⁸ oraz opublikowanymi wynikami badań (zwłaszcza modelem Dunne'a (1980), ryc. 84), pozwalają na wskazanie następujących etapów rozwoju:

- 1) obecność inicjalnego zagłębienia źródłiskowego na stoku, w krawędzi wysoczyznowej lub zboczu doliny, modelowanego przez wypływy wód podziemnych; wzrost koncentracji linii prądu filtracji wód podziemnych i linii spływu powierzchniowego (podsystem wypływów wód podziemnych i podsystem zagłębień źródłiskowych),
- 2) rozwój niszy źródłiskowej w wyniku erozji wstecznej, dennej i bocznej, zmiana parametrów morfometrycznych niszy (np. wzrost głębokości, zmiany spadku i kształtu w profilu poprzecznym), wydłużanie cieków 1. rzędu,
- 3) konwergencja dróg spływu wód podziemnych, rozczłonkowanie palczaste obszaru źródłiskowego na zespół nisz źródłiskowych, postępująca konkurencja hydrodynamiczna w rozwoju nisz źródłiskowych i koryt cieków 1. rzędu,



Ryc. 84. Etapy rozwoju (t_0 , t_1 , t_2) obszarów źródłiskowych i cieków 1. rzędu według T. Dunne'a (1980)

1 - kierunek ruchu wód podziemnych, 2 - hydrozohipsa, 3 - wypływ wód podziemnych, 4 - ciek

²⁸ Między innymi: Pojezierze Bytowskie, Pojezierze Mazurskie, Pojezierze Poznańskie, dolina Drawy, dolina Gwdy.

- 4) zbliżanie się obszaru źródłiskowego (podsystemu początku koryta) do strefy wododziałowej i stopniowe ograniczanie rozwoju nisz w wyniku zmniejszenia się obszaru alimentacyjnego (por. Abrams i in. 2009):
- a) zmniejszenie wydajności wypływów wód podziemnych, zmiana ich typu, zanik erozji wstecznej, rozwój procesów akumulacyjnych lub
 - b) rozcięcie działu wodnego podziemnego i powierzchniowego na skutek postępującej erozji wstecznej oraz kaptaż innego poziomu wód podziemnych i sieci rzecznej z sąsiedniej zlewni (por. Coelho-Netto 1999; Pederson 2001).

Etapy rozwoju 4. i 5. teoretycznie są możliwe w przypadku wszystkich typów nisz źródłiskowych. Jednak ze względu na typ zbiorników wodonośnych zasilających badane wypływy wód podziemnych taki kierunek rozwoju jako bardziej prawdopodobny należy przypisać niszom krawędziowym. Na obszarze badań to przede wszystkim wypływy w niszach krawędziowych zasilane są z zasobniejszych przejściowych poziomów wodonośnych, dzięki czemu cechuje je większa siła erozyjna i możliwość rozwoju w kierunku działu wodnego.

Integracja rozwoju nisz źródłiskowych z rozwojem sieci rzecznej jest niezwykle istotna. Wzrost gęstości sieci rzecznej z udziałem wypływów wód podziemnych następuje poprzez powstanie cieków 1. rzędu w wyniku dzielenia (rozwidlania) początku cieków w górę biegu lub dołączania cieków inicjowanych w podsystemie stokowym do istniejącej sieci rzecznej. Zwiększenie liczby cieków 1. rzędu powoduje uaktywnienie ujemnego sprzężenia prowadzącego do zmniejszania obszarów zasilania cieków, ograniczania odpływu wody aż do zahamowania procesów źródłiskowych. Zmianę warunków może spowodować przecięcie wydajnego poziomu wód podziemnych, jego kaptaż i zwiększenie wydajności wypływów wód w niszy źródłiskowej, co prowadzi do kontynuacji rozwoju sieci rzecznej (por. model Dunne'a (1980)). Zjawiska te znajdują odzwierciedlenie w wielu modelach rozwoju sieci rzecznej. Dobrym przykładem jest sekwencyjny model rozwoju sieci rzecznej zaproponowany przez W.S. Glocka (1931), a opisany i dyskutowany między innymi przez: S.A. Schumma (1977), A.D. Knigthona (1998), G.M. Kondolfa, H. Piégaya (2003) czy K.Y. Ng (2006). W.S. Glock (1931) zaproponował kilka etapów rozwoju:

- 1) stadium inicjalne obejmujące zaczątek (szkielet) sieci rzecznej w obrębie obszaru, który zaczyna być modelowany przez procesy fluwialne,
- 2) stadium rozwoju poprzez wydłużanie na skutek erozji wstecznej głównych cieków,
- 3) stadium rozwoju bocznego w wyniku wzrostu liczby i rozwoju dopływów (por. model 1. Parkera (1977), Dunne'a (1980)),
- 4) stadium maksymalnego zasięgu i gęstości sieci rzecznej w zlewni,

5) i 6) stadia integracji, czyli stopniowego zmniejszania liczby cieków między innymi przez kaptáže; stadia takie możliwe są w wyniku zaawansowanych procesów denudacyjnych i rozwoju rzeźby denudacyjnej o małej energii rzeźby, prowadzą one do zmian w gęstości sieci rzecznej z jej maksymalnym rozwojem w strefach wododziałowych.

Opisane w modelu pierwsze cztery etapy zostały między innymi stwierdzone w badaniach eksperymentalnych G. Hancocka, G. Willgoose'a (2001), natomiast bez potwierdzenia pozostają dwa ostatnie. Podsumowując, w modelu W.S. Glocka (1931) założono, że po powstaniu cieków wyższego rzędu (w przypadku obszaru badań – w odcinkach dolin odziedziczonych po cyklu glacialnym i peryglacialnym) następuje rozwój cieków źródłiskowych poprzez erozję wsteczną oraz ich rozgałęzianie, czyli tworzenie dopływów 1. rzędu. Można przyjąć, że rozwój sieci rzecznej na obszarach młodoglacjalnych generalnie następuje zgodnie z koncepcją W.S. Glocka (1931), nawiązując także do wyników eksperymentów i bezpośrednich obserwacji R.S. Parkera (1977) w modelu 1. oraz modelu T. Dunne'a (1980). W świetle przeprowadzonych badań funkcjonowania współczesnych obszarów źródłiskowych i cieków 1. rzędu znajduje się w trzecim stadium rozwoju.

9.2.3. Scenariusze przemian nisz źródłiskowych

Dynamika funkcjonowania nisz źródłiskowych wynika przede wszystkim ze zmian bilansu wodnego zlewni odzwierciedlającego m.in.: wahania klimatyczne, rodzaj użytkowania terenu, prace melioracyjne i zwiększony pobór wód podziemnych dla celów gospodarczych. Czynniki te mogą prowadzić, poprzez modyfikację ich lokalizacji i wydajności, do okresowego lub trwałego zaniku wypływów wód. Obniżanie poziomu wód podziemnych powoduje, że zmieniają się czynniki decydujące o rozwoju niszy, maleje rola erozji źródłiskowej, a główną rolę przejmują, w zależności od nachylenia zboczy, epizodyczne procesy stokowe. Ze zmianami obiegu wody lub morfologii niszy źródłiskowej może nastąpić odwrócenie dominującego w analizowanym czasie zespołu procesów degradacyjnych na akumulacyjne lub odwrotnie. W związku z dużą podatnością obszarów źródłiskowych na przemiany można przyjmować kilka wariantów ich rozwoju w zależności od przekształceń uwarunkowań naturalnych i antropogenicznych. Wahania zwierciadła wód podziemnych odzwierciedlają się w funkcjonowaniu wypływów wód podziemnych zależnie od: warunków hydrogeologicznych, zasobności zbiornika wodonośnego, sposobu wypływu wód na powierzchnię i typu wypływu. Scenariusze zmian funkcjonowania nisz w wyniku wahań poziomu wód podziemnych mogą być różnorodne:

1. Podniesienie poziomu wód podziemnych w wyniku zmian klimatycznych lub działalności człowieka prowadzi do: wzrostu liczby i wydajności wypływów wód podziemnych, intensyfikacji erozji źródłiskowej i ruchów masowych, zmian morfologii niszy, zwiększenia odpływu korytowego. Intensywność procesów erozyjnych w ciekach źródłiskowych, w także erozji dennej w ich górnych odcinkach zamkniętych niszami może wpłynąć na obniżenie bazy erozyjnej w ciekach wyższego rzędu. Procesy erozyjne przyczyniają się do: rozwoju podcięć erozyjnych, rozcinania zboczy, wyodrębniania ostróg ostańcowych, pogłębiania den nisz i w rezultacie do zwiększonego odprowadzania osadów z niszy przez cieki 1. rzędu. W wyniku oddziaływania wymienionego zespołu procesów następuje przemieszczanie początku koryta w stronę wododziału (rozwój w górę stoku). Równocześnie procesy powodujące przesuwanie się początku koryta sprzyjają rozwidłaniu się cieków 1. rzędu w obrębie obszarów źródłiskowych i powstawaniu nowych dopływów (por. model Dunne'a (1980)), zwiększających gęstość sieci rzecznej i wydłużających sieć dolinną.

2. Obniżenie poziomu wody podziemnej w wyniku zmian klimatycznych lub działalności antropogenicznej wywołuje stopniowe zanikanie wypływów w pozycjach zboczowych i podzboczowych (z góry w dół stoku). Spadek wielkości zasilania nisz źródłiskowych powoduje zmianę typów wypływów na wysięki i młaki. Stopniowy proces obniżania wielkości wydajności wypływów wód podziemnych przyczynia się do nasilania akumulacji osadów mineralnych i mineralno-organicznych, a z czasem dochodzi do wypływania niszy przez osady mineralne (deluwialne, koluwalne) lub biogeniczne. Przesuszenie siedliska może prowadzić do zaniku roślinności źródłiskowej (Herbich 1998; Wołejko 2000b), a na dalszych etapach do sukcesji roślinności, na przykład w kierunku grądu niskiego (Kurowski i in. 2008). Innym rezultatem podnoszenia rzędnej dna jest sukcesywna utrata przepływu wody w bruździe odpływowej. Na skutek zmniejszania oddziaływania erozji źródłiskowej w dnie niszy złagodzeniu ulegają profile poprzeczne zboczy, w których zanikają wyraźne załomy między dnem a zboczami, w wyniku czego nisza źródłiskowa może przejść w dolinę nieckowatą. Wskutek podniesienia rzędnej dna może nastąpić również poszerzenie niszy zależne od lokalnej topografii zboczy. Sukcesywne wypełnianie osadami górnych odcinków dolin skutkuje przesuwaniem się początku koryta w dół doliny. Wypływy wód podziemnych i procesy erozyjne mogą uaktywnić się w niżej położonej części doliny.

3. Zatamowanie odpływu z niszy źródłiskowej w wyniku ruchów masowych lub podniesienie bazy erozyjnej w wyniku działalności człowieka (budowy grobli, zastawek i tworzenia stawów, zasypywania wypływów z nisz) utrudnia także odpływ osadów, wskutek czego wzrasta znaczenie

procesów depozycyjnych w obrębie dna niszy źródłiskowej. Wypełnienie niszy wodą i osadami może prowadzić do zmiany szaty roślinnej (wg Czarneckiej (2009) w kierunku spadku jej różnorodności) oraz wzrostu akumulacji biogenicznej. Uwilgocenie podłoża w miejscach ograniczonego odpływu wody sprzyja zabagnieniu i rozwojowi roślinności wodo- i wilgociolubnej, akumulacji materiału organicznego i stopniowemu wykształceniu młaki wokół strefy wypływu. Na kolejnych etapach rozwoju młaki następuje przyrost masy organicznej, zmiana bilansu wodnego i powstanie torfowiska źródłiskowego. Taka sytuacja może przyczynić się do różnoterminowej stagnacji rozwoju niszy, zmiany jakościowej zespołu procesów morfogenetycznych oraz ustabilizowania początku koryta, a tym samym wstrzymania rozwoju sieci rzecznej, a także dolinnej na czas funkcjonowania wymuszonych warunków utrudnionego odpływu wody i osadów z niszy. Przerwanie tych warunków (np. poprzez przelanie się wód lub udroźnienie naturalne bądź antropogeniczne odpływu) przywraca dawny rytm funkcjonowania niszy, ale najpierw w warunkach opadającego poziomu wód podziemnych tak w niszy, jak i w jej najbliższej okolicy.

Przedstawione scenariusze funkcjonowania nisz źródłiskowych nie wyczerpują możliwych zmian w środowisku przyrodniczym (np. zmian składu chemicznego wód zasilających nisze źródłiskowe) i ich skutków dla rozwoju nisz. Nie w pełni jest wyjaśniona rola gospodarki leśnej w obiegu wody, wciąż brak danych ilościowych o wpływie wyrębu lasu i zmian strukturalnych w drzewostanie na poziom wód podziemnych w skali lokalnej. Jest to rezultat złożonych relacji między: intercepcją, ewapotranspiracją, retencją glebową i podziemną, które nie są w pełni rozpoznane, szczególnie na obszarach leśnych.

Niewątpliwie jednak wahania poziomu wód podziemnych można uznać za najistotniejszą przyczynę zmian geoeologicznych w niszach źródłiskowych. Natura funkcjonowania środowiska przyrodniczego jako systemu powoduje, że wahania poziomu wód podziemnych są wyrazem zmian zachodzących w całym środowisku, a powodów tych zmian należy upatrywać w uwarunkowaniach nie tylko lokalnych, ale również regionalnych, a być może globalnych, takich jak na przykład zmiany klimatyczne czy użytkowania ziemi. Niezależnie od przyczyn zmian geoeologicznych w funkcjonowaniu nisz źródłiskowych, które mogą być odległe w czasie i przestrzeni, należy podkreślić, że przedstawione scenariusze mogą występować po sobie w różnych układach zarówno ilościowych, jak i jakościowych. Ponadto w analizie trendów zachowań nisz źródłiskowych winno uwzględniać się występowanie zdarzeń ekstremalnych, także tych wywołanych działalnością człowieka, które w skali krótkoterminowej mogą zakłócić ogólnie obserwowane tendencje ich rozwoju.

W latach hydrologicznych 2000–2005 w większości badanych obszarów źródłiskowych południowego dorzecza Parsęty odnotowano dominację procesów degradacyjnych, co przemawia za występowaniem wspólnie w ich rozwoju pierwszego scenariusza. Na taki stan mogą wskazywać między innymi erozyjne koryta cieków wycięte w zakumulowanych osadach biogenicznych i martwicy wapiennej w obszarach źródłiskowych. Wcześniejsze etapy rozwoju nisz mogą być obserwowane w postaci przetrwałych form rzeźby lub osadów źródłiskowych. W niszach odmładzanych pozostałością dawnego dna są podcinane półki wznoszące się ponad obecne dno (stanowisko Doble 1 i Popielewo 4, por. rozdz. 5), a także erodowane osady źródłiskowe – martwica wapienna i torfy (stanowisko Ogartowo 1, Ostre Bardo 5, Parsęta 2, por. rozdz. 8). Pozostałością dawnego zasięgu zboczy są między innymi ostrogi wyodrębnione pomiędzy strugami wody (stanowisko Iwin 5 i Wielawino 1, por. rozdz. 7). Opierając się na przeprowadzonych badaniach, należy także stwierdzić, że intensywne procesy erozji oraz transportu mogą przekształcać całkowicie elementy rzeźby i osady stanowiące zapis wcześniejszego stadium rozwojowego, co ułatwia przecież mała powierzchnia i kubatura form oraz osadów. Poza tym z przeprowadzonych obserwacji wynika, że w obrębie nisz mogą następować zmiany funkcji morfodynamicznych, co może skutkować akumulacją biogeniczną na obrzeżach niszy źródłiskowej i erozją osadów biogenicznych w innych częściach niszy. Trudno w takim układzie znaleźć zapis ewolucji w samych niszach źródłiskowych. Drogą do określenia wieku etapów rozwoju nisz źródłiskowych może być datowanie osadów występujących na przedpolu obszarów źródłiskowych, zwłaszcza towarzyszących niszom osadów torfowisk źródłiskowych (stanowisko Piaski 4 i Ostre Bardo 6). Analiza osadów biogenicznych pozwolić może na odtworzenie warunków paleohydrologicznych na badanym obszarze (por. Wehrli i in. 2010). Ze względu na dużą georóżnorodność nisz źródłiskowych wskazana jest jednak ostrożność w odtwarzaniu etapów ich rozwoju na obszarach młodogłacjalnych.

10

KONKLUZJA: HYDROGEOMORFOLOGICZNA ROLA OBSZARÓW ŹRÓDLISKOWYCH W ROZWOJU SIECI RZECZNEJ STREFY MŁODOGLACJALNEJ

W obszarach źródłiskowych wyróżniających się dominującym udziałem erozji źródłiskowej następuje formowanie odpływu rzecznego oraz koryta rzecznego. Przeprowadzone badania hydrogeomorfologiczne wypływów wód podziemnych w 88 obszarach źródłiskowych dorzecza Parsęty satysfakcjonująco dokumentują wykształcenie i funkcjonowanie podsystemu początku koryta rzecznego. W systemach źródłiskowych (= zlewnie 1. rzędu) obszarów młodoglacjalnych podsystem ten charakteryzuje się aktywnością i współoddziaływaniem złożonego zespołu procesów źródłiskowych prowadzących do ewolucji koryta rzecznego. Przestrzennie odróżnia się od podsystemu stokowego i korytowego, ale jednocześnie stanowi łącznik hydrogeomorfologiczny między nimi.

Funkcjonowanie obszarów źródłiskowych (w znaczeniu podsystemu początku koryta) obejmujących jedną lub kilka nisz źródłiskowych jest determinowane wieloma uwarunkowaniami, które odznaczają się nie tylko różnymi skalami przestrzennymi (rozd. 4), ale również ich waga zmienia się ze skalą czasową. Wskazane w pracy uwarunkowania dobrze nawiązują do układów czynników sterujących rozwojem górnych odcinków dolin zaproponowanych przez: A.D. Howarda, C.F. McLane'a (1988), V.R. Bakera (1990) i D.J. Nasha (1996). Zapoczątkowany od schyłku vistulianu rozwój systemów fluwialnych odbywa się przez wzrost liczby i długości dopływów 1. rzędu, których inicjacja jest ściśle związana ze spływem wód powierzchniowych i podziemnych w podsystemie stokowym. W warunkach geologicznych, morfologicznych i klimatycznych Pomorza (Polska NW) działalność erozyjna wypływów wód podziemnych jest obecnie dominującym czyn-

nikiem morfogenetycznym powstania i rozwoju koryt rzecznych 1. rzędu. Znaczenie erozji źródłkowej w morfogenezie obszarów zbudowanych ze skał luźnych (m.in. osadów polodowcowych) należy uznać za bardzo istotne, co potwierdzają także obserwacje M.P. Lamba i in. (2006).

Szersze badania nad morfologicznymi skutkami oddziaływania wypływów wód podziemnych rzadko były podejmowane na Niżu Polskim. Przeprowadzone prace w dorzeczu Parsęty dostarczają nowych danych o wielu aspektach funkcjonowania form powstałych w wyniku procesów źródłkowych w osadach luźnych. Wskazano na związki procesów i osadów nisz źródłkowych z litologią podłoża, warunkami hydrogeologicznymi oraz rzeźbą terenu. Sekwencje litostratygraficzne osadów plejstocenijskich i holocenijskich poprzez wykształcenie spągu warstwy wodonośnej, jej nierównomierne zmiany: miąższości, przepuszczalności, współczynników filtracji i erozyjności osadów, implikują kształt, orientację oraz wielkość zagłębień i nisz źródłkowych. Cechy budowy podłoża decydują o: kierunkach przepływu i spadku zwierciadła wód podziemnych, typach wypływów, ich wydajności oraz lokalizacji w zagłębieniu i niszy źródłkowej. Skutkiem rozmieszczenia wypływów wód podziemnych w obrębie zboczy i den nisz źródłkowych oraz zróżnicowanego ciśnienia hydrostatycznego i wydajności wypływów jest mozaika procesów morfologicznych, dominujących i drugorzędnych, których rezultaty zapisane są w morfometrii i wykształceniu osadów.

Wśród rozpoznanych nisz źródłkowych obecne są formy zwarte, w niewielkim stopniu rozgałęzione, o półokrągłym lub wydłużonym zarysie. Zaproponowano wydzielenie trzech typów morfologicznych nisz źródłkowych:

- 1) basenowe,
- 2) misowate,
- 3) wrzecionowate.

Najliczniejszą grupę reprezentuje typ nisz basenowych, do którego przynależą formy w planie dna eliptyczne, małe, zwarte, charakteryzujące się największymi różnicami wysokości względnych. Kolejny typ – misowate nisz źródłkowe obejmuje – duże płytkie formy lub ich zespoły odznaczające się maksymalnymi wartościami długości i szerokości den. Do typu nisz wrzecionowatych zaklasyfikowano formy wydłużone i wąskie, zlokalizowane w starszych nieckach i dolinach denudacyjnych oraz rozcięciach erozyjnych, których dna i zbocza obecnie są modyfikowane przez procesy źródłkowe. Prowadzi to między innymi do wzrostu ich szerokości i zmiany profilu poprzecznego. Wymienione typy nisz źródłkowych charakteryzują się odmiennymi warunkami inicjacji oraz mają różne znaczenia dla rozwoju sieci rzecznej i dolinnej. Rozwój sieci dolinnej jako rezultat erozji źródłkowej jest

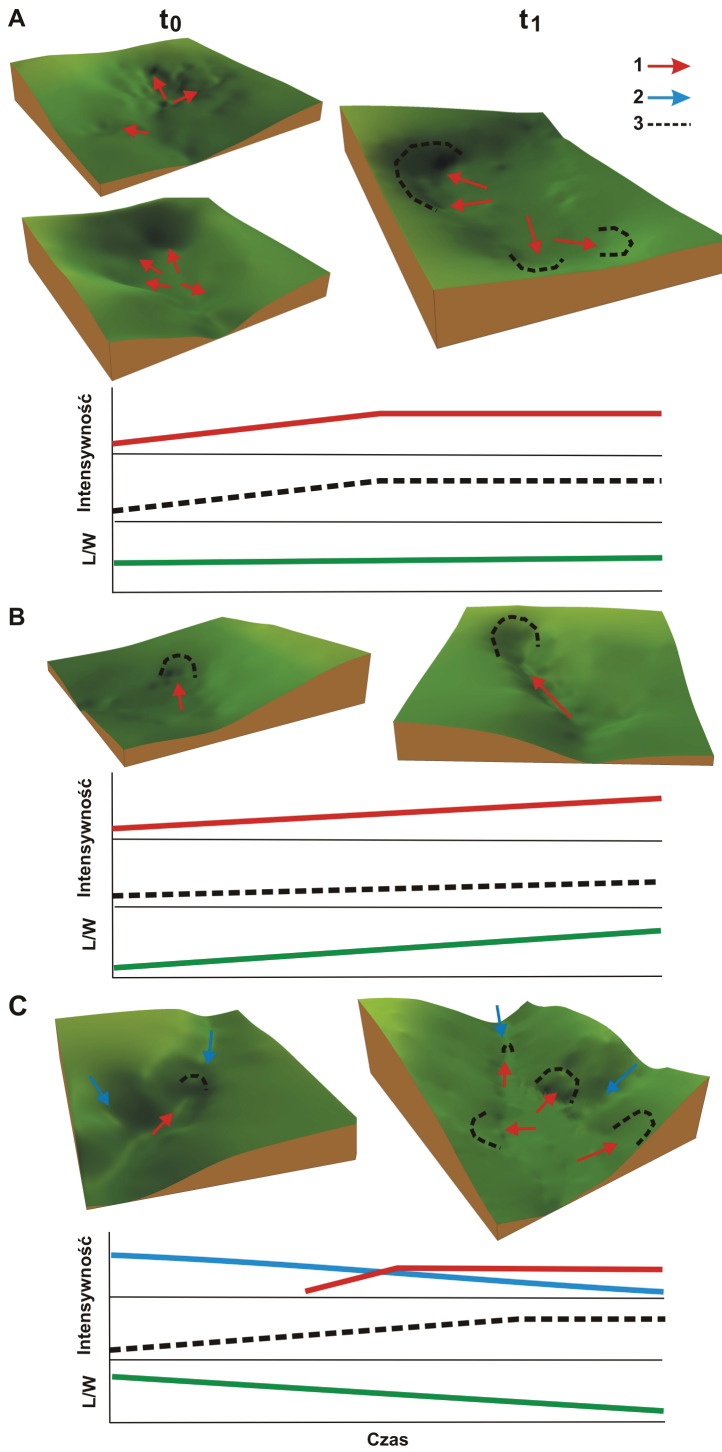
zasadniczo ukierunkowany ku górze stoku, w stronę wododziału, natomiast rozwój sieci rzecznej może następować generalnie w dwóch kierunkach:

- 1) od lokalnego wododziału do doliny wyższego rzędu, czyli rozwój sieci rzecznej w dół stoku,
- 2) od doliny wyższego rzędu w stronę wododziału, czyli rozwój sieci rzecznej w górę stoku.

Rozwój nisz misowatych implikuje rozwój zarówno sieci rzecznej, jak i dolinnej w jednym kierunku – w górę stoku, natomiast nische basenowe i wrzecionowate cechują się dwuetapowością. Pierwszy etap polega na rozwoju sieci rzecznej i dolinnej w dół stoku, a drugi – na ich rozwoju w górę stoku.

Morfometria nisz źródłkowych wskazuje na wielkość erozyjnego oddziaływania wypływów wód podziemnych oraz jego udział w przekształceniu stoku. Przeprowadzone kartowania morfologiczne pozwoliły wydzielić dwa układy procesów morfogenetycznych z dominującą erozją źródłkową i procesami drugorzędnymi:

- 1) z wypływami wód podziemnych w dnie i u podnóża zboczy nisz: w niszach źródłkowych wyciętych w strefach równin wód roztopowych, teras rzecznych, pagórków kemowych – występują procesy drugorzędne w postaci ruchów masowych uruchamianych przez erozję źródłkową – osuwiska i obrywy o charakterze epizodycznym. W profilach poprzecznych nisz można wyodrębnić płaskie dno, proste zbocza o znacznym nachyleniu i bardzo charakterystyczny, łączący te dwa elementy, odcinek zbocza wklęsłego o dużym nachyleniu. Profile te są analogiczne do profili początków dolin uzyskanych w trakcie eksperymentów laboratoryjnych i zweryfikowanych pomiarami terenowymi przez A.E. Lobkovsky'ego i in. (2007). Osiągnięcie równowagi przez zbocza nisz powoduje ich stabilizację oraz skoncentrowanie erozji źródłkowej w dnie nisz, która doprowadza do jego powolnego pogłębiania;
- 2) z rozproszonymi wypływami wód podziemnych w całej niszy źródłkowej; w przypadku nisz rozwiniętych w obrębie wysoczyzn morenowych zbocza nisz modelowane są przez procesy drugorzędne, takie jak splukiwanie rozproszone i linijne, splezywanie i spływ ziemny, a lokalnie i w małej skali przez osuwiska i obrywy. Podobne są obserwacje D.J. Nasha (1996) w początkach koryt w północnym Yorkshire, które wskazują na znaczący wpływ procesów stokowych na kształtowanie profilu zboczy nisz. Wokół rozproszonych wypływów zboczowych, powstałych w wyniku erozji źródłkowej, mogą rozwijać się niskie podcięcia erozyjne, które prowadzą do powstania złożonego, schodowego profilu podłużnego stoku. Profil ten jest modyfikowany



przez procesy stokowe prowadzące do rozcinania lub wyrównywania zboczy, aby postępująca erozja źródłiskowa ponownie odświeżała profil schodowy. Rozproszenie wypływów sprzyja również wyodrębnianiu się ze zboczy ostróg i kęp ostańcowych, a w rezultacie rozczłonkowaniu zagłębień i nisz źródłiskowych.

Kartowania morfologiczne wykazują zróżnicowany udział erozji źródłiskowej i ruchów masowych w kształtowaniu rzeźby poszczególnych nisz. Relacje między tymi procesami mogą zmieniać się z rozwojem szerokości i głębokości tych form i przybierać różne wartości stosunku L/W (por. podrozdz. 5.1): niezmiennie (*constans*) (ryc. 85A), wzrastające (ryc. 85B) lub malejące (ryc. 85C). Stopniowy rozwój nisz, od małego zagłębienia różnej genezy do niszy basenowej lub misowatej, zachowuje równowagę morfodynamiczną pomiędzy erozją źródłiskową a ruchami masowymi ($L/W = \text{constans}$) w czasie ich ewolucji, a tempo powiększania nisz wynika ze wzrostu lub równomiernej intensywności źródłiskowych procesów morfogenetycznych (ryc. 85A). Dwie następne tendencje zachowań stosunku L/W związane są z niszami wrzecionowatymi. Pierwsza tendencja wzrostu stosunku L/W ($L/W = \uparrow$) łączy się z wydłużaniem się nisz na skutek działania procesów erozji wstecznej z pojedynczego źródła wzdłuż osi podłużnej niszy (ryc. 85B). Natomiast druga tendencja malejącego stosunku L/W w ewolucji niszy ($L/W = \downarrow$) jest początkowo wynikiem procesów erozyjnych spływów powierzchniowych, które doprowadzają do nacięcia poziomego wodonośnego, po czym przeważający udział ma erozja źródłiskowa, uruchamiająca ruchy masowe. Ruchy masowe rozwijają się głównie na kierunkach prostopadłych lub skośnych do osi podłużnej nisz wokół wypływów rozmieszczonych na zboczach nisz (ryc. 85C). Takie sytuacje mają miejsce, jeśli występowanie nisz jest predysponowane ukształtowaniem form inicjalnych, tj. zróżnicowanych morfogenetycznie dolinek i niecek denudacyjnych. Przedstawione rozkłady procesów rzeźbotwórczych w niszach źródłiskowych prowadzą do rozwoju obszarów źródłiskowych (= początku cieków) kosztem zlewni zerowego odpływu w wyniku:

←
Ryc. 85. Współcześnie obserwowane sekwencje rozwojowe (etap t_0 i t_1) obszarów źródłiskowych w dorzeczu Parsęty jako wynik współdziałania zróżnicowanej intensywności: procesów erozji źródłiskowej (czerwona linia ciągła), splukiwania (niebieska linia ciągła) oraz ruchów masowych (czarna linia przerywana) na tle tendencji zmian stosunku długości do szerokości den nisz źródłiskowych (L/W): A - nisze basenowe i misowate, B - nisze wrzecionowate, C - nisze wrzecionowate włożone w formy oddziedziczone

1 - kierunek cofania zboczy z udziałem erozji źródłiskowej, 2 - kierunek działania splukiwania, 3 - występowanie ruchów masowych

- 1) cofania równoległego zboczy i wzrostu kontrastów morfologicznych u podnóża stoku z zachowaniem znacznych nachyleń stoków,
- 2) obniżania (spłaszczenia) i cofania zboczy poprzez etapy na przemian zachodzącego zwiększania i zmniejszania kontrastów morfologicznych w miejscach wypływów wód podziemnych.

W niszach źródłiskowych w profilu zbocza mogą występować trzy strefy morfodynamiczne różniące się obecnością i dynamiką procesów morfogenetycznych oraz wydajnością dostawy materiału do transportu fluwialnego. Kolejno są to (podrozdz. 7.4):

- 1) strefa procesów stokowych inicjowanych przez wody podziemne i erozję źródłiskową oprócz dominujących procesów erozyjnych, zbocza rozwijają się z udziałem epizodycznych ruchów masowych,
- 2) strefa dominacji erozji źródłiskowej oraz akumulacji podstokowej obejmuje część dna niszy otoczoną przez niskie podcięcia erozyjne, w strefie tej odnotowywane są procesy sekularne,
- 3) strefa procesów fluwialnych obejmuje chaotyczne i zorganizowane strugi wody w dnach nisz, w trakcie rozwoju ta strefa wydłuża się z przemieszczaniem się strefy erozji źródłiskowej w górę stoku.

Podsystem początku koryta wyznacza wystąpienie procesów i form fluwialnych, które pojawiają się po stopniowym wygaśnięciu erozji źródłiskowej i procesów stokowych oraz ich rezultatów, pozostających pod wpływem uwarunkowań podsystemu stokowego. Przebudowa rozkładu przestrzennego stref morfodynamicznych i depozycyjnych może nastąpić pod wpływem czynników wewnętrznych (zmiany aktywności procesów rzeźbotwórczych) i zewnętrznych (zmiany bilansu wodnego, użytkowania terenu).

Przeprowadzone badania w dorzeczu Parsęty uzupełnione obserwacjami w strefie młodoglacjalnej (m.in.: Pojezierze Bytowskie, Pojezierze Mazurskie, Pojezierze Poznańskie, dolina Drawy, dolina Gwdy) pozwalają na stwierdzenie, że erozja źródłiskowa jest ważnym procesem warunkującym rozwój koryt rzecznych, sieci rzecznej i dolinnej w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Wzrost gęstości sieci rzecznej z udziałem wypływów wód podziemnych następuje poprzez powstanie cieków 1. rzędu w wyniku rozwidłania początku cieków w górę biegu (tworzenia dopływów, kolejnych cieków 1. rzędu) lub dołączania cieków inicjowanych w podsystemie stokowym do istniejącej sieci rzecznej (podrozdz. 9.2.2). Zwiększenie liczby cieków 1. rzędu powoduje uaktywnienie ujemnego sprzężenia prowadzącego do zmniejszania obszarów zasilania cieków, ograniczania wydajności wypływów wód podziemnych, a w skrajnym przypadku do zahamowania procesów źródłiskowych. Zmianę warunków może spowodować przecięcie innego wydajnego poziomu wód podziemnych, kaptaż jego wód

i zwiększenie wydajności wypływów wód w niszy źródłiskowej, co będzie prowadzić do kontynuacji rozwoju sieci rzecznej.

Rozwój obszarów źródłiskowych stanowi ważny element w rozwoju sieci dolinnej oraz rzeźby młodoglacjalnej. Znaczenie obszarów źródłiskowych wynika z faktu, że pomimo małych powierzchni stanowią one miejsca o dużej potencjalnej energii, jaką dysponują procesy hydrologiczne i geomorfologiczne, podczas gdy zlewnie zerowego odpływu, rozciągające się na wysoczyznach morenowych i równinach fluwioglacjalnych, są stabilniejsze morfogenetycznie. Nisze źródłiskowe stanowią miejsca bezpośredniej łączności podsystemu stokowego z korytowym, co sprzyja szybkiemu odprowadzaniu materiału ze stoków i włączeniu go do transportu korytowego. Jest to cecha wyróżniająca podsystem początku koryta na obszarach młodoglacjalnych, bowiem, jak zauważają A. Kostrzewski i in. (1992), nawet w okresie ekstremalnych zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych łączność systemu denudacji stoków z systemem transportu fluwialnego w strefie młodoglacjalnej jest niewielka. Jednak należy mieć na uwadze, że tempo rozwoju nisz może być ograniczane przez tempo odprowadzania materiału z procesów denudacyjnych i utratę bezpośredniego połączenia podsystemów stokowego z korytowym. Dzieje się tak przy dużej dostawie osadów z procesów stokowych oraz zmianach wydajności i rodzaju wypływów (przejsie od wycieków do wysięków), kiedy w dnie niszy następuje gromadzenie osadów chroniących zbocza przed procesami erozji źródłiskowej i w rezultacie powodujących utratę bezpośredniej łączności między podsystemami stokowym i korytowym.

Nisze źródłiskowe badane na obszarze południowego dorzecza Parsęty wspólnie wykazują dużą georóżnorodność pod względem: hydrogeologicznym, morfometrii zagłębień źródłiskowych, procesów rzeźbotwórczych, osadów źródłiskowych, parametrów fizykochemicznych wód. Jednocześnie, rozpatrując morfologię, środowisko sedymentacyjne i etapy rozwoju, wykazują podobieństwo do nisz z innych stref krajobrazowych Niżu Polskiego. Przeprowadzone badania terenowe oraz charakterystyki środowiskowe nisz źródłiskowych pozwalają na stwierdzenie, że systemy źródłiskowe – obok dolin rzecznych (Kostrzewski i in. 2008) – są obecnie systemami geomorfologicznymi o najaktywniejszych procesach rzeźbotwórczych obszarów młodoglacjalnych. Kilkuletni okres obserwacji funkcjonowania obszarów źródłiskowych pozwala sądzić, że – zachowując obecne uwarunkowania – następować będzie ich dalsza ewolucja.

Przedstawiona w pracy problematyka hydrogeomorfologii nisz źródłiskowych nie wyczerpuje wszystkich aspektów funkcjonowania obszarów źródłiskowych, niemniej stanowi dobrą podstawę do rozwijania dalszych badań eksperymentalnych i modelowych nad ewolucją sieci rzecznej oraz dolinnej.

LITERATURA

- Abrahams A.D., 1980. A multivariate analysis of chain lengths in natural channel networks. *J. Geol.*, 88: 681–696.
- Abrahams A.D., 1984. Tributary development along winding streams and valleys. *Am. J. Sci.*, 284: 863–892.
- Abrams D.M., Lobkovsky A.E., Petroff A.P., Straub K.M., McElroy B., Mohrig D.C., Kudrolli A., Rothman D.H., 2009. Growth laws for channel networks incised by groundwater flow. *Nat. Geosci.*, 2: 193–196.
- Adams R.K., Spotila J.A., 2005. The form and function of headwater streams, based on field and modeling investigations in the southern Appalachian Mountains. *Earth Surf. Processes Landf.*, 30, 12: 1521–1546.
- Aharonson O., Zuber M.T., Rothman D.H., Schorghofer N., Whipple K.X., 2002. Drainage basins and channel incision on Mars. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 99: 1780–1783.
- Ahnert F., 1998. Introduction to geomorphology. Arnold, London: 352 ss.
- Alexandrowicz S.W., 1987. Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych. *Zesz. Nauk. AGH im. S. Staszica*, 1145, *Geol.*, 12, 1–2: 240 ss.
- Allan J.D., 1998. Ekologia wód płynących. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 450 ss.
- Andrews J.E., 2006. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Sci. Rev.*, 75: 85–104.
- Andrzejewski L., 1994. Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. *Rozpr. UMK*, Toruń: 113 ss.
- Angier J.T., McCarty G.W., Prestegard K.L., 2005. Hydrology of a first-order riparian zone and stream, mid-Atlantic coastal plain, Maryland. *J. Hydrol.*, 309: 149–166.
- Antczak B., 1986. Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu. *Wyd. Nauk. UAM*, Poznań: 111 ss.
- Augustowski B., 1977. *Pomorze*. PWN, Warszawa: 349 ss.
- Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka W., Przybylski B., 2003. Morfometria strefy sudeckiego uskoku brzeżnego między Złotym Stokiem a Dobromierzem. *Przegl. Geol.*, 51(12): 1048–1057.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 1987. Systemy rzeczne i stopień ich uporządkowania. *Przegl. Geofiz.*, 32, 3: 303–318.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2002. Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych. *UW, Wydz. Geogr. i Stud. Reg.*, Warszaw: 274 ss.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2005. Terminologia dotycząca definiowania obszarów zabagnionych – propozycja jej uporządkowania. *Przegl. Geofiz.*, 50, 1–2: 91–102.
- Baker V.R., 1990. Spring sapping and valley network development, with case study by Kochel, R.C., Baker V.R., Laity J.E., Howard A.D. [W:] C.G. Higgins, D.R. Coates (red.), *Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 252: 235–290.

- Banach M., 1977. Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem. Pr. Geogr., 124: 101 ss.
- Baścik A., Chelmiński W., 2006. Interdyscyplinarne badania źródeł. [W:] A. Richling, B. Stojek, M. Strzyż, I. Szumacher, A. Świercz (red.), Regionalne studia ekologiczno-krajobrazowe. Probl. Ekol. Krajobrazu, 16(1): 339–350.
- Baścik M., Pociask-Karteczka J., 2001. Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Wyżyny Miechowskiej warte ochrony. [W:] J. Balon, K. German (red.), Przemiany środowiska przyrodniczego Polski a jego funkcjonowanie. Probl. Ekol. Krajobrazu, 10: 389–396.
- Baumgart-Kotarba M., 1983. Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). Pr. Geogr. IGIPIZ PAN, 145: 1–133.
- Bednarek R., Dziadowie, H., Pokojka U., Prusinkiewicz Z., 2004. Badania ekologiczno-geologiczne. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 344 ss.
- Benda L., Hassan M.A., Church M., May C.L., 2005. Geomorphology of steep headwaters: the transition from hillslopes to channels. J. Am. Water Resour. Assoc., 41(4): 835–851.
- Beven K.J., 1986. Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. [W:] A.D. Abrahams (red.), Hillslope Processes. Allen & Unwin, Boston: 187–202.
- Białobok S., Boratyński A., Chałupka W., Gowin T., Hejnowicz A., Krawiarz K., Mejnartowicz L., Pancer-Kotejwa E., Siwecki R., Surmiński J., Suszka B., Szmidt A., Środoń A., Wierzbicki B., Wojterski T., Zarzycki K., 1980. Olsze Alnus Mill. Nasze drzewa leśne. Monografie popularnonaukowe. T. 8, PWN. Warszawa–Poznań: 352 ss.
- Bielec B., Operacz T., 2004. Objasnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Lubowo. A. Sadurski (red.), PIG, MŚ, Warszawa.
- Biesiadka E., Czachorowski S. (red.), 1999. Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona. Stud. i Mat. WSP w Olsztynie, 145: 252 ss.
- Blott S.J., Pye K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Processes Landf., 26: 1237–1248.
- Błaszkiwicz M., 1998. Dolina Wierzycy i jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie. Dok. Geogr., 10: 116 ss.
- Błaszkiwicz M., 2003. Wybrane problemy późnoglacialnej i wczesnoholocenijskiej ewolucji jezior na wschodnim Pomorzu. Przegl. Geogr., 75, 4: 569–600.
- Błaszkiwicz M., 2005. Późnoglacialna i wczesnoholocenijska ewolucja obniżeń jezior na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). Pr. Geogr. PAN IGIPIZ, 201: 192 ss.
- Bodenkundliche Kartieranleitung, 1996. Bundesanstalt für Geowissenschaften Und Rohstoffe und den Geologischen Landesämtern in der Republik Deutschland. 4 Aufl. Nachdr., Hannover.
- Borówka R.K., 1992. Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu. Ser. Geogr. 54. Wyd. Nauk. UAM: 177 ss.
- Boyer M.L.H., Wheeler B.D., 1989. Vegetation patterns in spring-fed calcareous fens: calcite precipitation and constraints on fertility. J. Ecol., 77: 597–609.
- Brański J., 1968. Oznaczanie ilości unosin metodą wagową bezpośrednią przy użyciu sączków. Pr. PIHM, 94: 13–21.
- Bryan R.B., Jones J.A.A., 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. Geomorph., 20: 209–218.
- Brykczyński M., 1986. O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Nizy Polskiej w czwartorzędzie. Artykuł dyskusyjny. Przegl. Geogr., 58, 3: 411–440.

- Bujwid H., Muchowski J., 1973. Rola naturalnego drenażu wód podziemnych w rozwoju morfologicznym krawędzi dolin rzecznych na przykładzie wybranych odcinków dolin: Wisły i dolnej Bugo-Narwi. *Przegl. Geol.*, 7: 396–400.
- Bukowska-Janina E., 2003. Rola systemu lodowcowego w obiegu węgla wapnia w środowisku przyrodniczym (na przykładzie Svalbardu i młodogłacialnych obszarów Polski północno-zachodniej). *Pr. Nauk. UŚ 2103*, Wyd. UŚ, Katowice: 247 ss.
- Bull L.J., Kirkby M.J., 1997. Gully processes and modelling. *Progr. in Phys. Geogr.*, 21, 3: 354–374.
- Bull L.J., Kirkby M.J., 2002. Channel heads and channel extension. [W:] L.J. Bull, M.J. Kirkby (red.), *Drylands rivers: Hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. John Wiley & Sons, Chichester: 263–297.
- Burlikowska I., 1992. Znaczenie źródeł i potrzeba ich ochrony. *An. UMCS, Sec. B*, 37: 177–187.
- Burt T.P., 1986. Runoff processes and solutational denudation rates on humid temperate hillslopes. [W:] S.T. Trudgill (red.), *Solute processes*. John Wiley & Sons, Chichester: 192–249.
- Burt T.P., 1992. The hydrology of headwater catchments. [W:] P. Calow, G.E. Petts (red.), *The rivers handbook*. Vol. 1, Blackwell Scientific Publications, Oxford: 3–28.
- Butrymowicz K., Friedrich M., 1981. Stosunki opadu i odpływu w siedmiu zlewniach częściowych dorzecza Parsęty za lata 1951–1975 [masz.].
- Chapman P.J., Reynolds B., Wheeler H.S., 1993. Hydrochemical changes along stream pathways in a small moorland headwater catchment in Mid-Wales, UK. *J. Hydrol.*, 151: 241–265.
- Chelmiński W., 1991. Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce. *UJ, Kraków*: 136 ss.
- Chelmiński W. (red.), 2001. Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej: zmiany w latach 1973–2000. *Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz., Zakł. Hydrol., UJ, Kraków*: 127 ss.
- Choiński A., 1988. Źródnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich. *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*: 99 ss.
- Choiński A., 1995. Źródła środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Spraw. Wydz. Mat.-Przyr.*, 109, PTPN, Poznań: 42–48.
- Choiński A., 2003a. Mapa hydrograficzna Polski w skali 1 : 50 000 wraz z komentarzem, arkusz N-33-93-A Złocieniec. *Gł. Geodeta Kraju, Geokart, Rzeszów*.
- Choiński A., 2003b. Mapa hydrograficzna Polski w skali 1 : 50 000 wraz z komentarzem, arkusz N-33-93-B Łubowo. *Geokart-Internet, Rzeszów*.
- Choiński A., 2009. Obiekty krenologiczne w zlewni przymorza i Zalewu Szczecińskiego. [W:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*. *Fund. Rozwoju UG, Gdańsk*: 353–360.
- Choiński A., Ptak M., 2009. Obiekty krenologiczne dorzecza Odry. *Przegl. Geogr.*, 81, 3: 365–372.
- Chu-Agor M.L., Fox G.A., Cancienne R.M., Wilson G.V., 2008. Seepage caused tension failures and erosion undercutting of hillslopes. *J. Hydrol.*, 359: 247–259.
- Churska Z., 1965. Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. *St. Soc. Scien. Torunensis, Sec. C, Geogr. et Geol.*, 6: 112 ss.
- Chwastek J., 1970. Wpływ czynników górnictwo-geologicznych na formy zwałowisk. *Czas. Geogr.*, 41(4): 409–425.
- Chybiarz R., 2008. Wpływ podłoża plejstoceniowego na morfogenezę glacialną i postglacialną środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Landform Anal.*, 9: 139–142.
- Cieśliński R., Ruman M., Machowski R., Gołębiwska E., 2009. Wpływ działalności człowieka na zmiany sieci hydrograficznej w zlewni rzeki Płutnicy (zlewisko Zatoki Puckiej). [W:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*. *Fund. Rozwoju UG, Gdańsk*: 199–210.

- Coelho-Netto A.L., 1999. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and landuse induced changes. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, 3: 21–48.
- Colombo R., Vogt J., Bertolo F., 2001. Deriving drainage networks and catchment boundaries at the European scale. A new approach combining digital elevation data and environmental characteristics. European Commission Joint Research Centre, Luxembourg: 58 ss.
- Czachorowski S., 2007. Fauna źródeł – stan poznania i perspektywy badań. [W:] P. Jokiel, P. Moniewski, M. Ziułkiewicz (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. WNG UŁ, Łódź: 55–61.
- Czarnecka B., 2009. Źródła strefy krawędziowej roztocza: zróżnicowanie szaty roślinnej a stan środowiska. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 6: 27–43.
- Czarnecka B., Janiec B., 2007. Wpływ wód źródlanych na zróżnicowanie roślinności przelomów rzecznych strefy krawędziowej Rostocza Tomaszewskiego. [W:] P. Jokiel, P. Moniewski, M. Ziułkiewicz (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. WNG UŁ, Łódź: 253–264.
- Czarnecka H., 1975. Reżim źródeł na Wyżynie Małopolskiej. *Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW*, 14, *Geogr. Fiz.*, 5: 5–70.
- Czarnecka H. (red.), 2005. *Atlas podziału hydrograficznego Polski*. IMGW, Warszawa.
- Czerniawska J., 2007. Rozwój doliny dolnej Łupawy w późnym plejstocenie. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 58: 21–30.
- Dawidek J., Turczyński M., 2001. Źródła w małych wyżynnych zlewniach lewostronnej części dorzecza Bugu. [W:] Z. Michalczyk (red.), *Źródła Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, 6. Wyd. UMCS, Lublin: 162–175.
- Dąbrowski S., Górski J., Kapuściński J., Przybyłek J., Szczepański A., 2004. *Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych*. Borgis. Min. Środowiska, Warszawa: 298 ss.
- Dąbrowski S., Rysiukiewicz K., 1998. *Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, arkusz Polanów, A. Sadurski (red.), PIG, MOŚZNiL, Warszawa.
- Dembek W., 1992. Soligenus peat lands in Poland and some problems with their protection and utilization. *Proc. 9th Int. Peat Congr.*: 278–293.
- Dietrich W.E., Dunne T., 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschr. für Geomorph.*, Suppl., 29: 191–206.
- Dietrich W.E., Dunne T., 1993. The channel head. [W:] K. Beven, M.J. Kirkby (red.), *Channel network hydrology*. John Wiley & Sons, Chichester: 175–219.
- Dietrich W.E., Wilson C.J., Reneau S.L., 1986. Hollows, colluvium and landslides in soil-mantled landscapes. [W:] A.D. Abrahams (red.), *Hillslope Processes*. Allen & Unwin, Boston: 361–388.
- Dobrcka E., Lewandowski J., 2002. Strefa marginalna fazy pomorskiej. [W:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*, IX Konferencja: *Stratygrafia plejstocenu Polski*. PIG Oddz. Pomorski, Szczecin i UŚ WNoZ, Sosnowiec: 109–117.
- Dobrcka E., Piotrowski A., 2002. Budowa geologiczna i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. [W:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*. IX Konferencja: *Stratygrafia plejstocenu Polski*. PIG Oddz. Pomorski, Szczecin, UŚ WNoZ, Sosnowiec: 85–92.
- Dobracki R., Lewandowski J., 2002. Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego. [W:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), *Plejstocen Pomorza Środkowego*

- i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja: Stratygrafia plejstocenu Polski, PIG Oddz. Pomorski, Szczecin i UŚ WNoZ, Sosnowiec: 93–107.
- Dobrowolski R., 1994. Tektoniczne uwarunkowania rozwoju źródłiskowego torfowiska kopulowego Krzywice koło Chełma. *Przeł. Geol.*, 7: 532–535.
- Dobrowolski R., 1998. Development conditions of calcareous tufas from the karst area of the Chełm Hills (Lublin Upland). *Kras i Speleologia*, 9(18): 194–206.
- Dobrowolski R., Alexandrowicz S.W., Bałaga K., Durakiewicz T., Pazdur A., 1999. Studies of tufa within spring cupola peatbogs in Eastern Poland. [W:] A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.), *Geochronology of Upper Quaternary of Poland in the light of radiocarbon and luminescence dating*. WIND-Wojewoda, Wrocław: 179–198.
- Dobrowolski R., Durakiewicz T., Pazdur A., 2002. Calcareous tufas in the soligenous mires of eastern Poland as an indicator of the Holocene climatic changes. *Act. Geol. Polon.*, 52(1): 63–73.
- Dobrowolski R., Hajdas I., Melke J., Alexandrowicz W.P., 2005. Chronostratigraphy of calcareous mire sediments at Zawadówka (Eastern Poland) and their use in palaeogeographical reconstruction. *Geochronometria*, 24: 69–79.
- Dobrowolski R., Mazurek M., Osadowski Z., 2010. Geological, hydrological and phytosociological conditions of spring mires development in the Parsęta River catchment (Western Pomerania, Poland). *Geologija*, 52, 1–2(69–70): 37–44.
- Dobrzyński D., 2007. Znaczenie częściowych równowag chemicznych w kształtowaniu chemizmu wód podziemnych w systemach krzemianowych strefy wietrzenia. *Przeł. Geol.*, 55: 460–466.
- Dragon K., 2008. Chemizm wód podziemnych poziomu wielkopolskiej doliny kopalnej w rejonie między Obrą a Wartą. [W:] J. Jakubowski, J. Wątroba (red.), *Zastosowania metod statystycznych III*. Statsoft Polska, Kraków: 55–60.
- Drozdowski E., 1982. The evolution of the Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin. *Geogr. Stud.*, Spec. Iss., 1: 131–147.
- Drwal J., 1982. Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodogłacjalnych. *Zesz. Nauk., Rozpr. i Monogr.*, 33, UG, Gdańsk: 130 ss.
- Drwal J. (red.), 2002. *Wody delty Wisły. Część wschodnia*. Gdańskie Tow. Nauk., Gdańsk: 192 ss.
- Dumnicka E., 2006. Composition and abundance of oligochaetes (Annelida: Oligochaeta) in springs of Kraków–Częstochowa Upland (Southern Poland): effect of spring encasing and environmental factors. *Pol. J. Ecol.*, 54: 231–242.
- Dunne T., 1980. Formation and controls of channel networks. *Prog. Phys. Geogr.*, 4: 211–239.
- Dunne T., 1990. Hydrology, mechanics and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. [W:] C.G. Higgins, D.R. Coates (red.), *Ground water geomorphology: The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms*. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 252: 1–28.
- Dynowska I., 1971. Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 28: 150 ss.
- Dynowska I., 1983. Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. *Stud. Ośr. Dok. Fizjogr.*, 11, PAN, Oddz. w Krakowie, Zakł. Narod. im. Ossolińskich: 244 ss.
- Dynowska I., 1986. Regionalne zróżnicowanie źródeł w Polsce. *Fol. Geogr.* 18, Ser. Geogr.-Phys., 28, 5–30.
- Dynowska I., 1991. Obieg wody. [W:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 355–387.

- Dzięciółowski W. (red.), 1980. Ćwiczenia z gleboznawstwa. Skrypt Akademii Rolniczej w Poznaniu. AR w Poznaniu, Poznań: 305 ss.
- EEA (European Environment Agency), 2004. CORINE Land Cover 2000. The European Topic Centre Land Use and Spatial Information. Bellaterra (Barcelona), Spain. On-line 15.06.2010: <http://etc-lusi.eionet.europa.eu/CLC2006>
- Engstrom W.N., 1989. Morphometric analysis of mountain drainage basins in the Basin and Range Province, USA. *Zeitschr. Geomorph. N.F.*, 33, 4: 443–453.
- Evans K.G., Saynor M.J., Willgoose G.R., Riley S.J., 2000. Post-mining landform evolution modelling. I. Derivation of sediment transport model and rainfall-runoff model parameters. *Earth Surf. Processes Landf.*, 25: 743–763.
- Fac-Beneda J., 2008. Naturalne wypływy wód podziemnych na obszarach chronionych w północnej Polsce. [W:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*. IGI&P UJ, Kraków: 133–141.
- Fac-Beneda J., 2009. Hydrologiczne i hydrochemiczne cechy wody źródeł na obszarach młodoglacjalnych. [W:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*. Fund. Rozw. UG, Gdańsk: 390–398.
- Falkowski E., 1971. Historia i prognoza rozwoju koryt wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biul. Geol.*, 12: 5–121.
- Falkowski E., 1975. Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. *Biul. Geol.*, 19: 45–78.
- Falkowski E., 1984. Sposoby poziomego rozwinięcia koryta rzecznego w morfogenetycznie zróżnicowanych odcinkach koryt rzecznych. *Przegl. Geofiz.*, 29(4): 497–501.
- Federici S.R., Spagnolo M., 2004. Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps). *Geogr. An.*, 86A(3): 235–248.
- Fernandes N.F., Coelho Netto A.L., 1994. Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys – South-Eastern Brazil. *Earth Surf. Processes Landf.*, 19: 609–626.
- Florek W., 1991. Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP, Słupsk: 238 ss.
- Florek W., 1993. Główne etapy rozwoju koryt dolin rzecznych środkowego Przymorza w późnym wistulianie i holocenie. *Geologia i geomorfologia środkowego Pobrzeża i południowego Bałtyku*. WSP, Słupsk: 279–290.
- Florek W., Alexandrowicz S.W., Pazdur A., 1999. Zmiany poziomu wody w jeziorze Jasień na tle ewolucji środowiska w późnym wistulianie i holocenie. [W:] A. Pazdur (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*. WIND J. Wojewoda, Wrocław: 199–214.
- Florek W., Jonczak J., Princ C., 2008. Rola denudacji odpływowej w kształtowaniu rzeźby małych zlewni na obszarach zastoiskowych (na przykładzie dopływów dolnej Wieprzy). *Landform An.*, 7: 23–34.
- Folk R., Ward W., 1956. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27: 3–26.
- Fox G.A., Chu-Agor M., Wilson G.V., 2007. Erosion of noncohesive sediment by groundwater seepage flow: experiments and numerical modeling. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 71(6): 1822–1830.
- Fox G.A., Wilson G.V., Periketi R.K., Cullum B.F., 2006. A sediment transport model for seepage erosion of streambanks. *J. Hydrol. Engineering – ASCE*, 11(6): 603–611.
- Frączak E., Macioszczyk T., 1997. Hydrogeologia i ochrona źródeł ostromeckich. *Współczesne Problemy Hydrogeol.*, 8: 341–344.

- Fuszara P., 1998. A. Sadurski (red.), *Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Polczyn Zdrój. PIG, MOŚZNiL, Warszawa.*
- Galon R. (red.), 1972. *Geomorfologia Polski. T. 2. Niż Polski.* PWN, Warszawa: 372 ss.
- Galon R., Roszko L., 1967. *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski.* [W:] R. Galon, J. Dylak (red.), *Czwartorzęd Polski.* PWN, Warszawa: 18–38.
- Garcia-Ruiz J., Gomez-Villar A., Ortigosa L., Marti-Bono C., 2000. *Morphometry of glacial cirques in the Central Spanish Pyrenees.* *Geogr. An.*, 82A, 4: 433–442.
- Gawenda-Kempczyńska D., 2005. *Valuable features of springs in the Górzno-Lidzbark Landscape Park and their conservation.* *Ecol. Ques.*, 6: 39–51.
- Gerlach T., 1966. *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie).* *Pr. Geogr. IG PAN*, 52: 111 ss.
- Gierszewski P., 2000. *Charakterystyka środowiska hydrochemicznego wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej.* *Pr. Geogr.*, 176: 136 ss.
- Glock W.S., 1931. *The development of drainage systems: a synoptic view.* *Geogr. Rev.*, 21: 475–482.
- Gołębiewski R., 1981. *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym würmie i holocenie.* *Zesz. Nauk.*, 26, UG, Gdańsk: 165 ss.
- Gomez B., Mullen V.T., 1992. *An experimental study of sapped drainage network development.* *Earth Surf. Proc. Landforms*, 17: 465–476.
- Gomi T., Sidle R.C., Richardson J.S., 2002. *Understanding processes and downstream linkages of headwater systems.* *BioSci.*, 52(10): 905–916.
- Gomi T., Sidle R.C., Woodsmith R.D., Bryant M.D., 2003. *Characteristics of channel steps and reach morphology in headwater streams, Southeast Alaska.* *Geomorph.*, 51: 225–242.
- Gonera P., 1986. *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym Vistulianie i Holocenie.* *Wyd. Nauk. UAM, Poznań:* 84 ss.
- Gorczyca E., Kamykowska M., Krzemień K., 2008. *River channel structure research in the Carpathian Mountains.* *Geografija*, 44, 2: 9–14.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2008. *Morfologiczne skutki ekstremalnego zdarzenia opadowego w Tatrach Regłowych w czerwcu 2007 r.* *Landform An.*, 8: 21–24.
- Górniak A., Jekatierynczuk-Rudczyk E., 1997. *Geomorfologiczne uwarunkowania występowania naturalnych wypływów wód podziemnych w dorzeczu Supraśli.* *Mat. Konf. „Źródła Polski. Stan badań, monitoring, ochrona”, 10–12.10.1997, WSP, Olsztyn:* 20.
- Górski J., 1981. *Kształtowanie się jakości wód podziemnych utworów czwartorzędowych w warunkach naturalnych oraz wymuszonych eksploatacją.* *Inst. Kształtowania Środowiska, Warszawa:* 142 ss.
- Górski J., 1989. *Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski.* *Ser. Geol.* 45, *Zesz. Nauk. AGH*, 45: 117 ss.
- Gradziński M., Szulc J., Motyka J., Stworzewicz E., Tyc A. 2001. *Travertine mound and cave in a village Laski, Silesian-Cracow Upland.* *An. Soc. Geologorum Poloniae*, 71: 115–123.
- Gradziński R., Baryła J., Danowski W., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2000. *Anastomosing system of the upper Narew river, NE Poland.* *An. Soc. Geologorum Poloniae*, 70: 219–229.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986. *Zarys sedymentologii.* *Wyd. Geol., Warszawa:* 628 ss.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1973. *Drainage basin: Form and processes.* Edward Arnold, London: 458 ss.
- Griffiths R.E., Anderson D.E., Springer A.E., 2008. *The morphology and hydrology of small spring-dominated channels.* *Geomorph.*, 102: 511–521.

- Grootjans A., Swinkels J., Groeneweg M., Wolejko L., Aggebbach C., 1999. Hydro-ecological aspects of a Polish spring mire complex (Diabli Skok). *Crunoecia*, 6: 73–82.
- Gulick V.C., 2001. Origin of the valley networks on Mars: A hydrological perspective. *Geomorph.*, 37, 3–4: 241–268.
- Gutry-Korycka M., 1978. Zasilanie podziemne rzek polskich. *Przeł. Geofiz.*, 23(2): 79–98.
- Gutry-Korycka M. (red.), 1993. Naturalne i antropogeniczne zmiany obiegu wody. [W:] I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*. UJ, Kraków: 273–390.
- Gutry-Korycka M., 1999. Zlewnia jako geoeosystem dynamiczny. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoeosystemów zlewni rzecznych 2. Powodzie rzek Przymorza Bałtyku i innych regionów Polski, uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 17–32.
- Hack J.T., Goodlet J.C., 1960. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians, Washington (DC). *US Geol. Survey Prof. Paper*, 347: 66 ss.
- Hajek M., Hekera P., Hajkova P., 2002. Spring fen vegetation and water chemistry in the Western Carpathian flysch zone. *Fol. Geobotan.*, 37: 205–224.
- Hancock G.R., Evans K.G., 2006. Channel head location and characteristics using digital elevation models. *Earth Surf. Processes Landf.*, 31: 809–824.
- Hancock G.R., Willgoose G., 2001. The interaction between hydrology and geomorphology in a landscape simulator experiment. *Hydrol. Processes*, 15, 1: 115–133.
- Hartnack W., 1926. Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. *JHB. D. Geogr. Ges. Beiheft II zum 43/44*: 324 ss.
- Harvey A.M., 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from Howgill Fells, northwest England. *Catena*, 42: 225–250.
- Hattanji T., Matsushi Y., 2006. Effect of runoff processes on channel initiation: comparison of four forested mountains in Japan. *Transactions, Japanese Geomorph. Union*, 27: 319–336.
- Hattanji T., Onda Y., 2004. Coupling of runoff processes and sediment transport in mountainous watersheds underlain by different sedimentary rocks. *Hydrol. Proc.*, 18: 623–636.
- Herbich J., 1998. Staniszewskie Zdroje – ochrona szaty roślinnej źródeł. [W:] J. Herbich, M. Herbichowa (red.), *Szata roślinna Pomorza – różnicowanie, dynamika, zagrożenie, ochrona*. Przew. Ses. Teren. 51. Zj. PTB 15–19 IX 1998. Wyd. UG, Gdańsk: 181–186.
- Herbich J., 2007. Związek wód podziemnych z powierzchniowymi w układzie zlewniowym rzek. Zlewniowe systemy krążenia wód w głównych regionach hydrogeologicznych. [W:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski. T. I. Wody słodkie*. PIG, Warszawa: 82–95.
- Hermanowicz W., Dojlido J., Dożańska W., Kozirowski B., 1999. Fizykochemiczne badania wody i ścieków. *Arkady*, Warszawa: 555 ss.
- Hewlett J.D., Hibbert A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. [W:] W.E. Sooper, H.W. Lull (red.), *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press, New York: 275–290.
- Higgins C.G., 1982. Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars. *Geol.*, 10: 147–152.
- Higgins C.G., 1984. Piping and sapping: Development of landforms by groundwater outflow. [W:] R.G. LaFluer (red.), *Groundwater as a geomorphic agent*. Allen & Unwin, Boston: 18–58.
- Higgins C.G., Coates D.R. (red.), 1990. Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 252: 265 ss.

- Hinds N.E.A., 1925. Amphitheatre valley heads. *J. Geol.*, 33: 816–818.
- Hoc R., Jezierski P., 2007. Region zachodniopomorski. [W:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski. T. I. Wody słodkie*. PIG, Warszawa: 427–445.
- Hoke G.D., Isacks B.L., Jordan T.E., Yu J.S., 2004. Groundwater-sapping origin for the giant quebradas of northern Chile. *Geol.*, 32(7): 605–608.
- Horton R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. of the Geol. Soc. of Am.*, 56: 275–370.
- Howard A.D., Kochel R.C., 1988. Introduction to cuesta landforms and sapping processes on the Colorado Plateau, in *Sapping Features of the Colorado Plateau*. [W:] A.D. Howard, R.C. Kochel, H.E. Holt (red.), *Sapping features of the Colorado Plateau. A comparative planetary geology field guide*. Washington, D.C., NASA Spec. Publ., 491: 6–56.
- Howard A.D., McLane C.F., 1988. Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resour. Res.*, 24(10): 1659–1674.
- Hubicka-Ptasińska M., Ratajczak T., Węclawik S., 1984. Ochry ze źródeł wód mineralnych w dorzeczu Popradu (polskie Karpaty fliszowe). *Geol.*, 10(3): 55–87.
- Humnicki W., 2007. Hydrogeologiczne badania źródeł pienińskich. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 13: 447–455.
- ICP Forest Manual, 2006. United Nations Economic Commission for Europe Convention ON Long-range Transboundary Air Pollution. International Co-operative Programme on Assessment and Monitoring of Air Pollution Effects on Forests. On-line 15.06.2010: <http://www.icp-forests.org/Manual.htm>
- Ilnicki P., 2002. *Torfowiska i torf*. Wyd. AR w Poznaniu, Poznań: 606 ss.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000 – zbiór wymagań formalnych i merytorycznych dotyczących sporządzania tego typu mapy, 2004. PIG, Warszawa: 127 ss.
- Istanbulluoğlu E., Tarboton D.G., Pack R.T., Luce C., 2002. A probabilistic approach for channel initiation. *Water Resour. Res.*, 38, 12, 1325, doi:10.1029/2001WR000782.
- Iverson R.M., Major J.J., 1986. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization. *Water Resour. Res.*, 22(11): 1543–1548.
- Janicki G., Zagórski P., Gawrysiak L., 1999. Rozwój rzeźby terenu w wyniku gwałtownego opadu w strefie północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej. *An. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, 8 B: 136–163.
- Janiec B., 1997. Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego. Wyd. UMCS, Lublin: 213 ss.
- Janiec B., Michalczyk Z., 1988. Wybrane problemy krenologiczne Roztocza Zachodniego. [W:] Z. Michalczyk, K.H. Wojciechowski (red.), *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*. UMCS, Lublin: 173–186.
- Jankowski A.T., 2006. Wpływ antropopresji na warunki hydrologiczne źródeł. [W:] P. Moniewski, P. Tomalski, M. Ziulkiewicz (red.), *Źródła – środowiskowe aspekty badań*. Łódź, WNG UE: 16–17.
- Jaroszewski W., 1986. *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*. Wyd. Geol., Warszawa: 272 ss.
- Jasiewicz J., 2009. Zastosowanie cyfrowych modeli rzeźby terenu do analizy cech morfometrycznych vistuliańskich cech drenażu. [W:] A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. T. 5*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 143–153.
- Jasnowska J., Markowski S., 1998. *Torfowiska dorzecza Parsęty*. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 1. Środowisko przyrodnicze dorzecza*

- Parsęty – stan badań, zagospodarowanie, ochrona. Wyd. Uczelniane Polit. Koszalińskiej, Poznań: 73–94.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 1999. Effects of drainage basin management on the chemical composition of waters in lowland springs. *Act. Hydrobiol.*, 41(6): 97–105.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2002. Hydrologiczna specyfika nizinnych wypływów wód podziemnych. [W:] Współczesne zagadnienia hydrologii, XXX Szkoła Hydrologiczna, Mądralin 13–17 maja 2002 roku, Warszawa: 133–140.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2003. Transformacja składu chemicznego wody w strefie źródeł nizinnych. *Przeł. Geol.*, 51, 11: 966.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2004. Stan wybranych źródeł na obszarach chronionych regionu białostockiego. [W:] Z. Michalczyk (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*. Wyd. UMCS, Lublin: 296–300.
- Jokiel P., 1994a. Wieloletnie i sezonowe zmiany wydajności wybranych źródeł Polski. *Wiad. IMiGW*, 17(4): 117–130.
- Jokiel P., 1994b. Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Act. Geogr. Lodz.*, 66–67: 236 ss.
- Jokiel P., 2002. Woda na zapleczu wielkiego miasta. Możliwości wykorzystania i problemy ochrony zasobów i obiektów wodnych w małej zlewni strefy podmiejskiej Łodzi. UŁ, Łódź: 184 ss.
- Jokiel P., Maksymiuk Z., 1995. Zastosowanie analizy wydajności źródeł do oceny niektórych charakterystyk wód podziemnych. *Przeł. Geol.*, 43, 5: 388–392.
- Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), 2007. *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. WNG UŁ, Łódź: 351 ss.
- Jonczak J., Kuczyńska P., 2008. Uwarunkowania rozwoju i wybrane właściwości gleb dolinki erozyjno-denudacyjnej Wieprzy w okolicy Mazowa. *Landform An.*, 7: 69–79.
- Jones J.A.A., 1987. The initiation of natural drainage networks. *Progr. Phys. Geogr.*, 11: 207–245.
- Jones J.A.A., 2004. Pipe and piping. [W:] A. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London: 784–788.
- Karczewski A., 1968. Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Mysłiborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, 8(3), PTPN, Poznań: 105 ss.
- Karczewski A., 1985. Spatial arrangement of morainic plateau levels of the northern sloping surface in Pomerania as a result of varying deglaciation. *Quaes. Geogr., Spec. Iss.*, 1: 99–107.
- Karczewski A., 1989. Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe). *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*: 48 ss.
- Karczewski A., 1997. Paleogeografia fazy pomorskiej vistulianu w środkowej części Pomorza ze szczególnym uwzględnieniem Pojezierza Drawskiego (część wschodnia). [W:] E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. PWN, Warszawa: 15–25.
- Kashiwaya K., 1987. Theoretical investigation of the time variation of drainage density. *Earth Surf. Processes Landf.*, 12: 39–46.
- Kasprzak K., 1976. Materials to the fauna of Oligochaeta of the Ojców National Park and its vicinity – the Prądnik-Białucha stream. *Act. Hydrobiol.*, 18: 277–289.
- Kazimierski B., 2006. Program pomiarowy F2: wody podziemne. [W:] A. Kostrzewski, R. Kruzyk, R. Kolander (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Zasady organizacji, system pomiarowy, wybrane metody badań*, http://www.staff.amu.edu.pl/~zmsp/wyt2006/10_program_F2.pdf, 6.11.2009

- Keilhack K., 1899. Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung de pommerschen Küstengebietes. Jhb. d. Kgl. Preuss. Geol. Land. Bd., XIX.
- Kijowski A., Zwoliński Z., 2003. Obieg wody w strefie środkowopomorskiego ciągu czołowo-morenowego w świetle fotomapy Barwice-Polczyn Zdrój. [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geokosystemów zlewni rzecznych 3. Obieg wody: uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 33–51.
- Kirkby M.J., 1980. The stream head as a significant geomorphic threshold. [W:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), Threshold in geomorphology. George Allen & Unwin, London: 530–573.
- Kirkby M.J., 1994. Thresholds and instability in stream head hollows: a model of magnitude and frequency for wash processes. [W:] M.J. Kirkby (red.), Process models and theoretical geomorphology. John Wiley & Sons, New York: 295–314.
- Kirkby M.J., Chorley R.J., 1967. Throughflow, overland flow, and erosion. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 12: 5–21.
- Klatkova H., 1989. Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. Act. Geogr. Lodz., 59: 39–74.
- Kleczkowski A., Rózkowski A. (red.), 1997. Słownik hydrogeologiczny. Wyd. Trio, Warszawa: 327 ss.
- Klimaszewski M., 1981. Geomorfologia. PWN, Warszawa: 1063 ss.
- Kłysz P., 1990. Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 236 ss.
- Knighton A.D., 1998. Fluvial forms and processes: A new perspective. Edward Arnold, London: 383 ss.
- Kobendzina J., 1949. Źródlika rzeki Łyny. Chrońmy Przyr. Ojcz., 4-5-6: 62–66.
- Koc J., Glińska K., 2000. Oddziaływanie obszarów wiejskich na właściwości fizykochemiczne wód źródłanych Pojezierza Olsztyńskiego. [W:] S. Radwan, Z. Lorkiewicz (red.), Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych. Wyd. UMCS, Lublin: 173–178.
- Koc J., Glińska-Lewczuk K., 2004. Hydrochemiczna charakterystyka wód źródłanych obszaru młodoglacjalnego na przykładzie źródeł Łyny. J. Elementology, 9(1): 25–34.
- Kochel R.C., Howard A.D., McLane C.F., 1985. Channel networks developed by groundwater sapping in fine-grained sediments: Analogs to some Martian valleys. [W:] M.J. Woldenberg (red.), Models in geomorphology. George Allen & Unwin, Boston: 313–341.
- Kochel R.C., Simmons D.W., Piper J.F., 1988. Ground-water sapping experiments in weakly consolidated layered sediments. A qualitative summary. [W:] A.D. Howard (red.), NASA, Spec. Publ., 491: 84–93.
- Kolander R., Tylkowski J., 2007. Sezonowa zmienność mineralizacji wód krążących w zlewni jeziora Gardno na wyspie Wolin jako podstawa wydzielenia sezonów hydrochemicznych. [W:] A. Kostrzewski, A. Andrzejewska (red.), ZMŚP Program Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego a zadania ochrony obszarów Natura 2000. Bibl. Monit. Środowiska, Warszawa: 331–338.
- Komisarek J., 2000. Kształtowanie się właściwości gleb płowych i czarnych ziem oraz chemizmu wód gruntowych w katenie falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. Rozpr. Nauk., 307: 143 ss.
- Komputerowa mapa podziału hydrograficznego Polski (KMPHP), 2004. IMGW, Min. Środowiska, Warszawa.
- Kondolf G.M., Piégay H. (red.), 2003. Tools in fluvial geomorphology. John Wiley & Sons, Chichester: 688 ss.
- Kondracki J., 1998. Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 440 ss.

- Kosmowska-Suffczyńska D., 1983. Origin of the youngest fill revealing human activity; an example of the Czyżówka valley (Sandomierz Upland). *Geogr. Polon.*, 45: 19–34.
- Kostecki M., 2003. Komentarz do Mapy hydrograficznej w skali 1 : 50 000, arkusz N-33-82-C Szczecinek. Geokart, Rzeszów.
- Kostecki M., Wrzesiński D., 2006. Komentarz do Mapy hydrograficznej w skali 1 : 50 000, arkusz N-33-81-A Dobrowo. Geokart-Internat., Rzeszów.
- Kostrzewski A., 1963. Morfologia ostrowskiej wyspy wysoczyznowej pod Gostyniem. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 11: 191–202.
- Kostrzewski A., 1993. Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”*, Zesz. Nauk., 6: 11–17.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., 1986. Kartowanie morfologiczne współczesnego systemu denudacyjnego wysoczyzny morenowych, propozycja sygnatury. *Spraw. Wydz. Mat.-Przyr.*, 103, PTPN, Poznań: 56–59.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1989. Morphologic effects of heavy rainfall (24 May, 1983) over relief features of the scarpland in the middle Parsęta valley, west Pomerania, Poland. *Quaest. Geogr., Spec. Iss.*, 2: 101–110.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992. Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych – Pomorze Zachodnie. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 43A: 55–82.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Stach A., Zwoliński Z., 1999. Funkcjonowanie geoekosystemu dorzecza Parsęty w warunkach wezbraniowych. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych 2. Powodzie rzek Przymorza Bałtyku i innych regionów Polski, uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 87–100.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Szpikowski J., Tomczak G., Zwoliński Z., 1997. Współczesne procesy morfogenetyczne w świetle analizy mapy morfodynamicznej byłego poligonu Borne Sulinowo. [W:] E. Bukowska-Jania, J. Jania (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 89–100.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1993. Sezonowa zmienność składu chemicznego wód górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie) jako odzwierciedlenie funkcjonowania systemu zlewni. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”*, Zesz. Nauk., 6: 79–99.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994. Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. *Stow. Geomorf. Pol.*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 165 ss.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985. Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results. *Quaest. Geogr., Spec. Iss.*, 1: 121–138.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985. Kartowanie morfologiczne brzegów koryt rzecznych na przykładzie Parsęty: propozycja sygnatur. *Spraw. Wydz. Mat.-Przyr.*, 101, PTPN, Poznań: 32–41.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1986. Operation and morphologic effects of present-day morpho-genetics processes modelling the cliffed coast of Wolin Island, N.W. Poland. [W:] V. Gardiner (red.), *International Geomorphology 1986*. John Wiley & Sons, Chichester, Part 1: 1231–1252.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988. Morphodynamics of the cliffed coast, Wolin Island. *Geogr. Polon.*, 55: 69–81.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992. Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczes-

- nym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie). Pr. Geogr. IGPZ PAN, 155: 11–45.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewiarowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szmańda J., Szpikowski J., 2008. Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Nizy Polskiego. [W:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. IGI GP UJ, Kraków: 271–325.
- Kotlarczyk J., Ratajczak T., 1996. Budowa i geneza pokryw ochrowych w Karpatach na przykładzie wystąpienia w Czerwonkach Hermanowskich k. Rzeszowa. Przegl. Geogr., 44, 8: 817–826.
- Koutaniemi L., Rachocki A., 1981. Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland. *Fennia*, 159, 2: 335–342.
- Kozarski S., 1983. River channel changes in the middle reach of the Warta valley, Great Poland Lowland. *Quart. Stud. in Poland*, 4: 159–169.
- Kozarski S., Goner P., Antczak B., 1988. Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta river (Poland). [W:] G. Lang, Ch. Schluchter (red.), Lake, Mire and River Environments During the Last 15 000 years. Balkema, Rotterdam: 185–203.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977. Valley floors and changes of river Channel pattern in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene. *Ques. Geogr.*, 4: 51–93.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978. Problemy późnowürmskiego i holocenińskiego rozwoju den dolinnych na Nizy Polskim. PWN, Warszawa: 57 ss.
- Krawczyk W.E., 1992. Metody terenowej analityki wód krasowych. [W:] A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy. Pr. Nauk. UŚ, 1254: 65–83.
- Krawczyk W.E., 1996. Manual for karst water analysis. *Internat. J. of Speleology*, Handb. 1, Phys. Speleology, Bologna: 51 ss.
- Kreczko M., Prussak W., 2004. Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Bobolice. A. Sadurski (red.), PIG, MŚ, Warszawa.
- Kruszyk R., 1999. Charakter i uwarunkowania przepływu materii w zlewni leśnej Zajączkowego Potoku (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). [W:] A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych. Powodzie rzek Przymorza Bałtyku i innych regionów Polski, uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 107–117.
- Kruszyk R., 2007. Znaczenie ponadprzeciętnych warunków opadowych dla zmienności przestrzennej depozycji atmosferycznej pod koronami drzew na przykładzie zborowiska boru świeżego (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 4. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 317–329.
- Krzemień K., 1981. Zmienność systemu korytowego Czarnego Dunajca. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 53: 123–137.
- Krzemiński T., 1989. Powiązanie form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach. *Act. Geogr. Lodz.*, 59: 95–119.
- Kucharski L., 2007. Flora źródlisk – skład i gatunki wskaźnikowe. [W:] P. Jokiel, P. Moniewski, M. Ziulkiewicz (red.), Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne. WNG UŁ, Łódź: 62–68.
- Kurowski J.K., Kiedrzyński M., Łuczak M., Gielniak P., 2008. Śródleśne źródła – problemy waloryzacji i ochrony na przykładzie regionu łódzkiego. *Stud. i Mat. Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej*, 10, 2(18): 218–235.

- Kwapisz B., 2000. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Tychowo. S.U.G. „Kielkart”, Kielce.
- Lacelle D., Bjornson J., Lauriol B., 2010. Climatic and geomorphic factors affecting contemporary (1950–2004) activity of retrogressive thaw slumps on the Aklavik plateau, Richardson Mountains, NWT, Canada. *Permafrost and Periglac. Process.*, 21: 1–15.
- LaFleur R.G. (red.), 1984. Groundwater as a geomorphic agent. Allen & Unwin, Boston: 390 ss.
- LaFleur R.G., 1999. Geomorphic aspects of groundwater flow. *J. Hydrogeol.*, 7: 78–93.
- Laity J.E., 1980. Sapping processes in Martian and terrestrial valleys: *Eos Transactions Am. Geophys. Union.*, 61(17): 286–287.
- Laity J.E., 1983. Diagenetic controls on groundwater sapping and valley formation, Colorado Plateau, revealed by optical and electron microscopy. *Phys. Geogr.*, 4, 2: 103–125.
- Laity J.M., Malin M.C., 1985. Sapping processes and the development of theater-headed valley networks in the Colorado Plateau. *Bull. Geol. Soc. of Am.*, 94, 2: 203–217.
- Lamb M.P., Dietrich W.E., Aciego S.M., DePaolo D.J., Manga M., 2008. Formation of Box Canyon, Idaho, by megaflood: Implications for seepage erosion on Earth and Mars. *Sci.*, 320: 1067–1070.
- Lamb M.P., Howard A.D., Dietrich W.E., Perron J.T., 2007. Formation of amphitheater-headed valleys by waterfall erosion after large-scale slumping on Hawaii. *GSA Bull.*, 19: 805–822.
- Lamb M.P., Howard A.D., Johnson J., Whipple K.X., Dietrich W.E., Perron J.T., 2006. Can springs cut canyons into rock?, *J. Geophys. Res. (Planets)*, 111 (E07002), doi:10.1029/2005JE002663.
- Lamentowicz M., 2005. Geneza torfowisk naturalnych i seminaturalnych w Nadleśnictwie Tuchola. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: ss. 103.
- Lawler D.M., 1993. Needle ice processes and sediment mobilization on river banks: the River Ilston, West Glamorgan, UK. *J. Hydrol.*, 150: 81–114.
- Lewandowski J., Heliasz Z., Chybiarz R., 2003. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Łubowo. PIG, Warszawa.
- Lewandowski J., Nita M., 2008. Ewolucja systemu hydrograficznego i szaty roślinnej dorzecza górnej Piławy i górnej Drawy (Pomorze Środkowe). *Przeł. Geol.*, 56(5): 380–390.
- Likens G.E., Bormann F.H., Pierce R.S., Eaton J.S., Johnson N.M., 1977. *Biogeochemistry of a forested ecosystem*. Springer-Verlag, New York: 146 ss.
- Lobkovsky A.E., Jensen B., Kudrolli A., Rothman D.H., 2004. Threshold phenomena in erosion driven by subsurface flow. *J. Geophys. Res.-Earth Surface*, 109, F4, F04010.
- Lobkovsky A.E., Smith B.E., Kudrolli A., Mohrig D.C., Rothman D.H., 2007. Erosive dynamics of channels incised by subsurface water flow. *J. Geophys. Res.*, 112, F03S12, doi:10.1029/2006JF000517.
- Lorenc H., 1998. Ocena stopni realizacji programu „Obserwacje meteorologiczne i badania klimatyczne w systemie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego” oraz synteza uzyskanych wyników badań za okres 1994–1997. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geosystemów Polski. IX Symp. ZMŚS. Bibl. Monit. Środowiska*, Warszawa: 113–118.
- Luo W., Arvidson R.E., Sultan M., Becker R., Crombie M.K., Sturchio N., Alfay Z.E., 1997. Groundwater sapping processes, Western Desert, Egypt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109(1): 43–62.
- Luo W., Howard A.D., 2008. Computer simulation of the role of groundwater seepage in forming Martian valley networks. *Journal of Geophysical Research*, 113, E05002, doi:10.1029/2007JE002981
- Łajczak A., 1981. Źródła północnego skłonu Babiej Góry. *Czas. Geogr.*, 52(1): 45–60.
- Łajczak A., 2001. Źródła mineralne Niecki Nidziańskiej. *Czas. Geogr.*, 72(2): 151–183.

- Łydka K., 1985. Petrografia skał osadowych. Wyd. Geol., Warszawa: 286 ss.
- Macioszczyk A., 1987. Hydrogeochemia. Wyd. Geol., Warszawa: 475 ss.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2007. Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 448 ss.
- Majewski M., 2006. Procesy denudacyjne w rynn timer jeziora Jasień. UW, WGiSR, Warszawa: 209 ss. [masz. – arch. WGiSR, UW, Warszawa].
- Majewski M., 2008. Ewolucja form i osadów w późnym wistulianie i holocenie w rynn timer jeziora Jasień. *Landform An.*, 7: 95-101.
- Maksiak S., Mróz W., 1975. Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, A – Mapa utworów powierzchniowych, arkusz Połczyn Zdrój. Wyd. Geol., Warszawa.
- Maksiak S., Mróz W., 1978. Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 300: 97-152.
- Maksymiuk Z., 1977. Wody gruntowe i strefy ich wypływu na powierzchnię w regionie łódzkim. *Act. Univ. Lodz., Fol. Geogr.*, 5: 39-52.
- Maksymiuk Z., Mela S., 1995. Źródła Polski Środkowej. *Act. Univ. Lodz., Fol. Geogr.*, 20: 109-119.
- Maksymiuk Z., Moniewski S., 2000. Hydrologiczna i krajobrazowa rola źródeł małej zlewni w zachodniej części strefy krawędziowej Wzniesień Łódzkich. *Fol. Geogr. Phys.*, 5: 67-81.
- Malik I., 2008. Dendrochronologiczny zapis współczesnych procesów rzeźbotwórczych kształtujących stoki i doliny rzeczne wybranych stref krajobrazowych Europy Środkowej. Wyd. UŚ, Katowice: 160 ss.
- Malin M.C., Carr M.H., 1999. Groundwater formation of Martian valleys. *Nature*, 397(6720): 589-591.
- Malin M.C., Edgett K., 2000. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Sci.*, 288: 2330-2335.
- Malinowski B., 2006. Ochrona przyrody na Pomorzu Środkowym – formy ochrony, monitoring środowiska, edukacja przyrodnicza. *Biul. nr 5, Tow. Ekol.-Kult. w Bobolicach*: 7-23.
- Małecka D., 1997. Źródła masywu tatrzańskiego. *Act. Univ. Lodz., Fol. Geogr. Phys.*, 2: 9-26.
- Małecki J.J., 1998. Rola strefy aeracji w kształtowaniu składu chemicznego płytkich wód podziemnych wybranych środowisk hydrogeochemicznych. *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 381: 219 ss.
- Manual For The GAW Precipitation Chemistry Programme, 2004. Guidelines, Data Quality Objectives and Standard Operating Procedures, No 160. On-line 15.06.2010: <ftp://ftp.wmo.int/Documents/PublicWeb/arep/gaw/gaw160.pdf>
- Mapa geologiczna Polski 1 : 500 000, 2006. L. Marks, A. Ber, W. Gogolek, K. Piotrowska (red.), PGI, Warszawa. On-line 30.07.2007: http://www.pgi.gov.pl/mapy/mgp500/MGP500_main.html
- Marcinek J., Komisarek J., 1998. Badania gleboznawcze nad zróżnicowaniem pokrywy glebowej w obrębie powierzchni testowej ZMŚP w Storkowie. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geosystemów Polski. IX Symp. ZMŚP. Bibl. Monit. Środowiska*, Warszawa: 31-50.
- Marcinek J., Komisarek J. (red.), 2008. *Systematyka gleb Polski*. Wyd. Uniw. Przyr. w Poznaniu: 217 ss.
- Marciniak M., Stelmach M., 1992. Badanie współczynnika filtracji metodą PARAMEX w rejonie Stacji Badawczej UAM w Storkowie. *MTM Sp. z o.o., Poznań* [masz. – arch. Stac. Geokol. UAM w Storkowie].
- Marks L., 2002. Last Glacial Maximum in Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 21: 103-110.
- Marsz A., 1964. O rozcięciach erozyjnych krawędzi pradoliny kaszubskiej między Gdynią a Redą. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 12: 113-154.

- Marsz A., 1995. Rozmiary erozji i denudacji późnoglacialnej na północnym skłonie Pojezierza Kaszubskiego i Pobrzeżu Kaszubskim. [W:] W. Florek (red.), Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku. WSzP w Słupsku, Słupsk: 139–152.
- Marszałek S., Szymański J., 2003. Objąśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Bobolice. PIG, Warszawa-Lublin.
- Maruszczak H., 1968. Procesy denudacyjne w późnym glacialu i holocenie w świetle badań suchych dolin w Polsce. *Fol. Quatern.*, 29: 79–87.
- Maruszczak H., 1973. Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 151: 15–30.
- Maruszczak H., 1991. Denudacja chemiczna. [W:] L. Starkel (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 413–416.
- Maruszczak H., 1996. Hydrogeologiczne warunki rozwoju martwic wapiennych w NW części Wyżyny Lubelskiej (Polska SE). *An. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, Lublin*, 51(14 B): 197–217.
- Mastroruzzi G., Sansò P., 2002. Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorph.*, 46: 19–34.
- Mazurek M., 2000. Zmienność transportu materiału rozpuszczonego w zlewni Kłudy jako przejaw współczesnych procesów denudacji chemicznej (Pomorze Zachodnie). *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*: 125 ss.
- Mazurek M., 2003. Uwarunkowania oddziaływania wód podziemnych w strefach źródłiskowych rzek na obszarach młodoglacialnych. [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 3. Obieg wody: uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 173–187.
- Mazurek M., 2005. Wykształcenie systemów źródłiskowych w strefie młodoglacialnej, dorzecze Parsęty. [W:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zj. Geomorf. Pol. UJ, Kraków: 293–298.
- Mazurek M., 2006a. Wyptywy wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 57: 101–118.
- Mazurek M., 2006b. Morphometric differences in channel heads in a postglacial zone (Parsęta catchment, West Pomerania). *Ques. Geogr.*, 25A: 39–47.
- Mazurek M., 2007. Chemizm wyptywów wód podziemnych w dorzeczu Parsęty (Pomorze Zachodnie). [W:] P. Jokieli, P. Moniewski, M. Ziulkiewicz (red.), Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne. WNG UŁ, Łódź: 242–252.
- Mazurek M., 2008a. Obszary źródłiskowe ogniwem łączącym system stokowy z systemem korytowym, dorzecze Parsęty. *Landform An.*, 9: 63–67.
- Mazurek M., 2008b. Czynniki kształtujące skład chemiczny wyptywów wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty (Pomorze Zachodnie). *Przeł. Geol.*, 56, 2: 131–139.
- Mazurek M., 2010. Hydrogeomorfologiczne aspekty funkcjonowania początków koryt rzecznych w dorzeczu Parsęty. [W:] R. Graf, M. Marciniak (red.), Zasoby, zagrożenia i ochrona wód podziemnych. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 109–125.
- Mazurek M., Dobrowolski R., 2006. Charakterystyka źródłiskowego torfowiska kopułowego Ogartowo (Pojezierze Drawskie). [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 4. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań-Storkowo: 135–136.
- Mazurek M., Osadowski Z., 2007. Hydrological and hydrochemical requirements of springs vegetation in the postglacial area of north-western Poland. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 104: 471–473.

- Mazurek M., Osadowski Z., 2009. Uwarunkowania ekohydrologiczne szaty roślinnej ekosystemu źródłiskowego w Wielawinie (dorzecze Parsęty). [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Rozwój dolin rzecznych w warunkach zmian klimatu i zróżnicowanej antropopresji*. Konf. „Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 5”, Kołobrzeg 26–28.10. 2009, Kołobrzeg: 99–100.
- Mazurek M., Zwoliński Z., 2004. Geoinformacyjna metoda identyfikacji obszarów źródłiskowych w południowej części dorzecza Parsęty (Pomorze Zachodnie). [W:] L. Kozacki, B. Medyńska-Gulij, *Kartografia tematyczna w kształtowaniu środowiska geograficznego*. Mat. Ogólnopol. Konf. Kart. T. 25. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 267–274.
- McCuen R.H., 2005. *Hydrologic analysis and design*. Pearson Education, Upper Saddle River, New Jersey: 859 ss.
- McNamara J.P., Ziegler A.D., Wood S.H., Vogler J.B., 2006. Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand. *Forest Ecol. and Management*, 224: 147–156.
- Merz-Preiz M., Riding R., 1999. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sediment. Geol.*, 126: 103–124.
- Mianowicz K., Cedro B., 2010. Obraz przemian lokalnej roślinności wodnej i bagiennej na stanowiskach z doliny Regi w świetle analizy szczątków makroskopowych roślin i zwierząt. [W:] J. Rotnicka, W. Szczuciński, K. Skolasińska, R. Jagodziński, J. Jasiewicz (red.), *Teraźniejszość kluczem do przeszłości. Współczesne procesy sedymentacyjne i ich zapis kopalny*. IV Pol. Konf. Sedyment. – POKOS'4, Smóldzino 21–26.06.2010. Streszczenia referatów i posterów, przewodnik do wycieczek: 50–51.
- Michalczyk Z., 1983. Charakterystyka hydrologiczna źródła w Szczebreszynie. *An. UMCS, Sec. B*, 36/36: 193–207.
- Michalczyk Z., 1988. Źródła Białej Łady w okolicach Goraja. *An. UMCS, Sec. B*, 39: 267–287.
- Michalczyk Z. (red.), 1993. Źródła zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Wyd. UMCS, Lublin: 200 ss.
- Michalczyk Z. (red.), 1996. Źródła Roztocza. Monografia hydrograficzna. Wyd. UMCS, Lublin: 199 ss.
- Michalczyk Z. (red.), 2001. Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin: 298 ss.
- Michalska G., 2001. Zróżnicowanie właściwości fizykochemicznych wód podziemnych w zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta, Pomorze Zachodnie). [W:] M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego w Polsce. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. *Bibl. Monit. Środowiska*, Warszawa: 305–320.
- Michalska G., 2003a. Uwarunkowania chemizmu wód powierzchniowych w zlewni źródłiskowej (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta). [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 3. Obieg wody: uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 190–205.
- Michalska G., 2003b. Dynamika śródpokrywowego spływu wody i substancji rozpuszczonych podczas intensywnych roztopów i opadów w eksperymentalnej zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta). [W:] W. Bochenek, E. Gil (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*. *Bibl. Monit. Środowiska*, Szymbark: 63–70.
- Michalska M., 1979. Wody podziemne utworów czwartorzędowych w młodoglacjalnej strefie marginalnej okolic Miastka na Pojezierzu Pomorskim. *Arch. Wydz. Geol. UW [masz.]*.
- Micun K., 2007. Procesy morfogenetyczne i związane z nimi formy w obrębie wyrobisk po kruszywie mineralnym w okolicy wsi Studzianki. [W:] E. Smolska, P. Szwarczewski (red.),

- Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. T. IV. Wyd. Geogr. i Stud. Reg. UW, Warszawa: 97–100.
- Migoń P., 2006. Geomorfologia. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 461 ss.
- Migoń P., Szczepaniak M., 2005. Amfiteatry skalne północno-wschodniego progu Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 9: 5–18.
- Migoń P., Zwiernik M., 2006. Strukturalne uwarunkowania rzeźby północno-wschodniego progu Gór Stołowych. *Przegl. Geogr.*, 78, 3: 319–338.
- Miklas M., Moniewski S., 2002. Warunki rozwoju oraz zagrożenia nisz źródłowych na przykładzie wybranych źródeł ze strefy krawędziowej Wzniesień Łódzkich. [W:] T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.), *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*. Pr. Inst. Geogr. AŚ w Kielcach, 7: 53–62.
- Moniewski S., 2004. Źródła okolic Łodzi. *Act. Geogr. Lodz.*, 87: 140 ss.
- Montgomery D.R., Buffington J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109: 596–611.
- Montgomery D.R., Buffington J.M., 1998. Channel processes, classification and response. [W:] R.J. Naiman, R.E. Bilby (red.), *River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*. Springer, New York: 13–42.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1989. Source areas, drainage density and channel initiation. *Water Resour. Res.*, 25: 1907–1918.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1994. Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. [W:] M.J. Kirkby (red.), *Process models and theoretical geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester: 221–246.
- Morisawa M.N., 1964. The development of drainage systems on an upraised lake floor. *Am. J. Sci.*, 262: 340–352.
- Mosley M.P., 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resour. Res.*, 15: 795–806.
- Muchowski J., 1977. Młode wcięcia erozyjne południowej strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej ich geneza, wiek i dynamika rozwoju. *Biul. Geol.*, 22: 117–154.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995. Wybrane cechy teksturalne i ich wartość interpretacyjna. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wyd. WGiSR, Warszawa: 2–105.
- Myślińska E., 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 208 ss.
- Nash D.J., 1996. Groundwater sapping and valley development in the Hackness Hills, North Yorkshire, England. *Earth Surf. Processes Landf.*, 21: 781–795.
- Nash D.J., 1997. Groundwater as a geomorphological agent in drylands. [W:] D.S.G. Thomas (red.), *Arid zone geomorphology: process, form and change in drylands*. Wiley & Sons, London: 319–348.
- Ng K.Y., 2006. Landslide locations and drainage network development: A case study of Hong Kong. *Geomorph.*, 76: 229–239.
- Niewiarowski W., 1987. Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and their river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon. *Geogr. Stud., Spec. Iss.*, 4: 233–252.
- Nowaczyk B., 1994. Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. *Act. Univ. Nicolai Copernici, Geogr.*, 27(92): 97–110.
- Nowaczyk B., 2008. Changes in natural environment in the vicinity of Osłonki (Kujawy, Central Poland) in the light of geological and geomorphological investigations. *Fol. Quatern.*, 78: 7–31.

- Nowakowski C., 1973. Warunki hydrogeologiczne występowania źródeł w wytopisku Potoki. Pr. Hydrogeol. Ser. Spec. (Warunki hydrogeologiczne Suwalszczyzny), z. 5, Wyd. Geol., Warszawa: 5–35.
- Nowakowski C., 1975. Hydrogeologia źródeł strefy czołowo-morenowej Pojezierza Suwalskiego. Arch. Wydz. Geol. UW [masz.].
- Nowakowski C., 1977. Charakterystyka wydajności źródeł strefy czołowomorenowej Pojezierza Suwalskiego. Biul. Geol., 21: 177–183.
- Nowakowski C., Smoleński A., Soszka H., 1996. Wody podziemne i ich udział w zasilaniu oraz transporcie materii do jeziora. Zesz. Nauk. Komit. „Człowiek i Środowisko”, 13: 71–96.
- Okruszek H., 1989. Aneks V. Zasady podziału gleb hydrogenicznych na rodzaje oraz łączenie rodzajów w prognostyczne kompleksy wilgotnościowo-glebowe. [W:] Roczniki Gleboznawcze, 40, 3–4: 134–148.
- O'Loughlin E.M., 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. Water Resour. Res., 22: 794–804.
- Onda Y., 1994. Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheatre valley heads: a case study at Obara, Japan. Earth Surf. Processes Landf., 19: 627–640.
- Oostwoud Wijdenes D.J., Poesen J., Vandekerckhove L., Nachtergaele J., de Baerdemaeker J., 1999. Gully-head morphology and implications for gully development on abandoned fields in a semi-arid environment, Sierra de Gata, Southeast Spain. Earth Surf. Proc. Landf., 24: 585–603.
- Orange D.L., Anderson R.S., Breen N.A., 1994. Regular canyon spacing in the submarine environment: The link between hydrology and geomorphology. GSA Today, 4: 1–39.
- Osadowski Z., 1999. Walory przyrodnicze gminy Bobolice i propozycje ich ochrony. Chrońmy. Przyr. Ojcz., 55(4): 49–64.
- Osadowski Z., 2008. The state of preservation and the need to protect the vegetation of the springs of central Pomerania. Oceanol. and Hydrobiol. Stud., 37, 1: 81–90.
- Osadowski Z., Mazurek M., Dobrowolski R., 2009. Structure and development conditions of spring mires in the Parsęta basin (Western Pomerania). [W:] A. Łachacz (red.), Wetlands – their functions and protection, Dep. of Land Reclamation and Environmental Management. Univ. of Warmia and Mazury in Olsztyn: 107–124.
- Osadowski Z., Wolejko L., 1997. Możliwości optymalizacji ochrony ekosystemów źródłiskowych doliny Chocieli koło Bobolic (Pomorze Zachodnie). Przegl. Przyr., 8(4): 23–35.
- Otvos E.G., 1999. Rain-induced beach processes; landforms of ground water sapping and surface runoff. J. of Coastal Res., 15, 4: 1040–1054.
- Owoputi L.O., Stolte W.J., 2001. The role of seepage in erodibility. Hydrol. Proc., 15: 13–22.
- Pačes T., 1972. Chemical characteristics and equilibration in natural water-felsic rock – CO₂ system. Geochim. Cosmochim. Act., 36: 217–240.
- Pačes T., 1973. Steady-state kinetics and equilibrium between ground water and granitic rock. Geochim. Cosmochim. Act., 37: 167–182.
- Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007. Hydrogeologia regionalna Polski. T. I. Wody słodkie. PIG, Warszawa: 427–445.
- Paluszkiwicz R., 2008. Charakterystyka osadów stożka napływowego suchej dolinki erozyjno-akumulacyjnej Piaski Pomorskie (Pomorze Zachodnie). Landform An., 9: 68–71.
- Paluszkiwicz R., 2009. Zróżnicowanie litologiczne osadów dolinek erozyjno-denuwacyjnych (Pomorze Zachodnie). [W:] A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. T. 5. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 385–408.
- Parker G.G.Sr., Higgins C.G., 1990. Piping and pseudokarst in drylands. [W:] C.G. Higgins, D.R. Coates (red.), Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 252: 77–110.

- Parker R.S., 1977. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. *Hydrol. Pap., Colorado State Univ.*, 90: 58 ss.
- Parkhurst D.L., Appelo C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2), a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *US Geol. Survey Water-Resour. Inv. Rep.*, 99-4259: 312 ss.
- Parusel J., 2008. 7220 Źródłiska wapienne ze zbiorowiskami *Cratoneurion commutati*. [W:] *Metodyka monitoring – przewodniki metodyczne*. On-line 20.07.2010, http://www.gios.gov.pl/siedliska/pdf/przewodnik_metodyczny_7220.pdf
- Pawlaczyk P., 2004–2005. Źródłiskowe lasy olszowe na nizinie. [W:] *Poradnik ochrony siedlisk i gatunków. Łęgi wierzbowe, topolowe, olszowe i jesionowe (Salicetum albae, Populetum albae, Alnion glutinoso-incanae, olsy źródłiskowe)*. Europejska Sieć Ekologiczna Natura 2000. T. 5. On-line 30.08.2009, http://natura2000.gdos.gov.pl/natura2000/pl/poradnik/Tom_5_Lasy_i_bory/91E0_Legi_wierzbowe_topolowe_olszowe_i_jesionowe.pdf
- Pazdro Z., 1983. *Hydrogeologia ogólna*. PWN, Warszawa: 575 ss.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990. *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa: 624 ss.
- Pazdur A., Pazdur M.F., Starkel L., Szulc J., 1988. Stable isotopes of Holocene calcareous tufa in southern Poland as paleoclimatic indicators. *Quatern. Res.*, 30: 177–189.
- Pearce A.J., Stewart M.K., Sklash M.G., 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments: 1. Where does the water come from? *Water Resour. Res.*, 22: 1263–1272.
- Pederson D.T., 2001. Stream piracy revisited: A groundwater sapping solution. *GSA Today*, 11, 9: 4–10.
- Pentecost A., Viles H.A., 1994. A review and reassessment of travertine classification. *Geogr. Phys. Quatern.*, 48: 305–314.
- Petelski K., Florek W., 2004. Morfogeneza rynny jeziora Jasień w kenozoiku. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. T. IV. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 351–362.
- Petelski K., Sadurski A., 1987. Kreda jeziorna wskaźnikiem rozpoczęcia holocenijskiej wymiany wód podziemnych. *Przeł. Geol.*, 3: 143–147.
- Piasecki D., 1976. Doliny złożone rzek Zachodniego Przymorza. *Czas. Geogr.*, 47(1): 21–32.
- Piasecki D., 1982. Ewolucja dolin rzek Przymorza. *Przeł. Geogr.*, 54(1–2): 49–68.
- Piechocki A. (red.), 2000. The fauna of Niebieskie Źródła Springs. *Act. Univ. Lodz., Fol. Limnol.*, 7: 3–23.
- Piórkowski H., Oświecimska-Piaso Z., Rycharski M., Szewczyk M., 2010. System Informacji Przestrzennej o Mokradłach Polski. On-line 26.06.2010,

- Prawdziej K., 1980. Hydrografia, hydrologia i klimat jezior Pomorza Zachodniego. [W:] Stosunki wodne w zlewniach rzek Przymorza i dorzecza dolnej Wisły ze szczególnym uwzględnieniem gospodarki jezior (referaty – część II). Ses. Nauk.-Techn., Słupsk, 23–24 października 1980. IMGW, Słupsk: 151–161.
- Prussak E., 2004. Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Szczecinek, A. Sadurski (red.). PIG, MŚ, Warszawa.
- Przedzrymierska J., Błaszczak T., 2003. Zanieczyszczenia wód związkami biogenicznymi pochodzenia rolniczego w zlewni Parsęty. Jakość wód Parsęty i jej dopływów w świetle kryteriów wyznaczania wód wrażliwych na zanieczyszczenia ze źródeł rolniczych. [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 3. Obieg wody: uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 233–245.
- Puchalski W., 1999. Funkcjonowanie dolin rzecznych jako złożonych systemów ekologicznych. [W:] A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 2. Powodzie rzek Przymorza Bałtyku i innych regionów Polski, uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 279–296.
- Puk K., 2005. Warunki występowania oraz reżim wydajności i temperatury wypływów wód podziemnych w Sierakowskim Parku Krajobrazowym i w obszarze przyległym. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 56: 137–156.
- Puk K., 2006. Terminologia krenologiczna a wypływy wód podziemnych obserwowane w zachodniej Wielkopolsce. [W:] A. Kostrzewski, J. Czerniawska (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 149–156.
- Rachocki A., 1974. Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni. *Dok. Geogr.*, 4: 121 ss.
- Rajchel L., 2007. Fascynujące źródła karpackie. [W:] P. Jokieli, P. Moniewski, M. Ziulkiewicz (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. WNG UŁ, Łódź: 285–290.
- Rajchel L., Rajchel J., 1999. Karpackie źródła wód mineralnych i specyficznych – pomniki przyrody nieożywionej. *Przeł. Geol.*, 47(10): 911–919.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1991. Zmiany klimatu i stosunków wodnych w holocenie. [W:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 440–445.
- RDW [Ramowa Dyrektywa Wodna], 2000. Dyrektywa 2000/60/UE (Directive 2000/60/EC) – Parlamentu Europejskiego i Rady Wspólnoty Europejskiej z dnia 23 października 2000 r. ustanawiająca ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej. *Dz. U. L* 327, 22/12/2000:0001 – 0073, Bruksela.
- Repelewska-Pękalowa J., 1973. Denudacja na zwałach odkrywkowej kopalni siarki w Piasecznie. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 130: 73–90.
- Rodzick J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W., 2008. Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich. [W:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. IGI GP UJ, Kraków: 165–228.
- Rogalińska I., Rogaliński J., 1985. Przejawy występowania wód podziemnych na powierzchni i wskaźnik krenologiczny w Łysogórach. *Rocznik Świętokrzyski*, 12: 47–61.
- Rosa B., 1964. O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu, Geogr.*, 10: 85–108.
- Rotnicki K., 1991. Ewolucja dolin niżu. [W:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 156–159.
- Rózkowski J., 1999. Przeobrażenia chemizmu wód podziemnych drenowanych źródłami w obszarach krasowych Wyżyny Krakowskiej. [W:] E. Biesiadka, S. Czachorowski (red.),

- Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona. Stud. i Mat. WSP w Olsztynie, 145: 177–186.
- Ruhe R.V., 1952. Topographic discontinuities of the Des Moines Lobe. *Am. J. Sci.*, 250: 46–56.
- Rutkowski J., 1991. Holocen doliny dolnej Raclawki. *Geol.*, 17(1–2): 173–191.
- de Scally F., Slaymaker O., Owens I., 2001. Morphometric controls and basin response in the Cascade Mountains. *Geogr. An.*, 83 A, 3: 117–130.
- Schneider O., 1926. Überblick über den geologischen Bau Pommerns. Das Pommersche Heimatbuch. Arnold Koeppen, Berlin: 70 ss.
- Schorghofer N., Jensen W., Kudrolli A., Rothman D.H., 2004. Spontaneous channelization in permeable ground: theory, experiment, and observation. *J. Fluid Mech.*, 503: 357–374.
- Schumm S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy. New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67: 597–646.
- Schumm S.A., 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York: 338 ss.
- Schumm S.A., Boyd K.F., Wolff C.G., Spitz W.J., 1995. A ground-water sapping landscape in the Florida Panhandle. *Geomorph.*, 12: 281–297.
- Schumm S.A., Phillips L., 1986. Composite channels of the Canterbury Plain, New Zealand: A Martin analog? *Geol.*, 14: 326–329.
- Shabaga J.A., Hill A.R., 2010. Groundwater-fed surface flow path hydrodynamics and nitrate removal in three riparian zones in southern Ontario, Canada. *J. Hydrol.*, 388: 52–64.
- Sidle R.C., Onda Y., 2004. Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. *Hydrol. Proc.*, 18, 4: 597–602.
- Sidle R.C., Tsuboyama Y., Noguchi S., Hosoda I., Fujieda M., Shimizu T., 2000. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrol. Proc.*, 14: 369–385.
- Sinkiewicz M., 1994. Paleogeograficzna wymowa budowy stożków napływowych w okolicy Biskupina na Pojezierzu Gnieźnieńskim. *Act. Univ. Nicolai Copernici*, 92: 35–57.
- Siwek J., 2004. Źródła w zlewni Prądnika, Dłubni i Szreniawy. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania jakości wód. *Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków*: 98 ss.
- Słowik M., 2007. Procesy kształtujące koryto rzeczne na przykładzie dolnego odcinka Obry. *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*: 169 ss.
- Słownik poprawnej polszczyzny, 1999. *Wyd. Nauk. PWN, Warszawa*.
- Small R.G., Lewin J., 1965. The role of spring sapping in the formation of chalk escarpment valleys. *Southampton Univ., Res. Geogr.*, 1: 3–29.
- Smieja A., Smieja-Król B., 2007. Springs with active calcium carbonate precipitation in the Polish part of the Tatra Mountains. [W:] A. Tyc, K. Stefaniak (red.), *Karst and Cryokarst. Univ. of Silesia Fac. of Earth Sci., Univ. of Wrocław Zoolog. Inst., Sosnowiec-Wrocław*: 219–226.
- Smith B., Kudrolli A., Lobkovsky A.E., Rothman D.H., 2008. Channel erosion due to subsurface flow. *Chaos*, 18. DOI, 10.1063/1.2997333, <http://link.aip.org/link/?CHAOEH/18/041105/1>
- Smolska E., 1996. Funkcjonowanie systemu korytowego w obszarze młodogłacjalnym na przykładzie górnej Szeszupy (Pojezierze Suwalskie). *WGiSR UW, Warszawa*: 123 ss.
- Smolska E., 2005. Znaczenie splukiwania w modelowaniu stoków młodogłacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). *WGiSR UW, Warszawa*: 146 ss.
- Smolska E., 2007. Fazy erozji wąwozowej na Pojezierzu Suwalskim. [W:] E. Smolska, P. Szwarczewski (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. T. IV. WGiSR UW, Warszawa*: 125–128.
- Soczyńska U. (red.), 1990. *Podstawy hydrologii dynamicznej. Wyd. UW, Warszawa*: 434 ss.

- Solger F., 1931. *Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung*. Reimer Verlag, Berlin: 155 ss.
- Spence Ch.D., Sauchyn D.J., 1999. Groundwater influence on valley head geomorphology, upper Battle Creek basin, Alberta and Saskatchewan. *Geol. Sur. Can. Bull.*, 534: 249–255.
- Stach A., 1992. Pomiar przepływu wody metodą konduktometryczną w profilach nieustabilizowanych małych cieków nizinnych. [W:] A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*. Pr. Nauk. UŚ, 1254: 84–105.
- Stach A., 2003. Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej mikrozwłeni na obszarze młodoglacjalnym i ich wpływ na morfodynamikę stoków (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 212 ss.
- Stach A., Kostrzewski A., Mazurek M., Michalska G.M., Zwoliński Z., 2003a. Zasilanie cieków na obszarach o rzeźbie młodoglacjalnej (Polska NW). [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych 3. Obieg wody: uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 247–259.
- Stach A., Kostrzewski A., Mazurek M., Michalska G.M., Zwoliński Z., 2003b. Spatial patterns of stream alimentionation in lowland ares of NW Poland. A hydrochemical and geostatistical analysis. *J. Hydrol. Hydromech.*, 51, 3: 221–240.
- Stachy J. (red.), 1987. *Atlas hydrologiczny Polski*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Stachy J., 1991. Hydrologiczne aspekty ograniczenia zakresu stosowania pośrednich metod obliczania przepływu średniego niskiego. *Wiad. IMGW*, 14(35), 1–4: 9–21.
- Starkel L., 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr. IG*, 22: 239 ss.
- Starkel L. (red.), 1990. Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. *Geogr. Stud.*, 3, Spec. Iss., 5: 220 ss.
- Starkel L. (red.), 1997. Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995). *Dok. Geogr. IG i PZ PAN*, 8: 108 ss.
- Starkel L., 1997. The evolution of fluvial systems in the Upper Vistulian and Holocene in the territory of Poland. *Landform An.*, 1: 7–18.
- Starkel L., 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. IGiPZ PAN, Warszawa: 263 ss.
- Starkel L., 2008. Procesy stokowe i fluwialne przekształcające rzeźbę – czy model z lat 70. jest nadal aktualny? *Landform An.*, 9: 16–20.
- Staśko S., Tarka R., 2002. Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w Masywie Śnieżnika. *Pr. Geol.-Miner.*, 73, Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław: 1–86.
- Stochlak J., 1996. Osady deluwialne nieodłączny efekt procesów splukiwania i propozycja ich podziałów. *Ogólnopol. Symp. Nauk. „Ochrona agrosystemów zagrożonych erozją”*, Puławy 11–13 września 1996 r. Pr. Nauk. Cz. 2. IUNG w Puławach, AR w Lublinie, UMCS, Lublin: 111–132.
- Stochlak J., 2005. Klasyfikacja litogenetyczna peryglacjalnych pokryw stokowych w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego – dyskusja. *Przeł. Geol.*, 53: 285–288.
- Stolarska M., Moniewski P., 2007. Podstawowe właściwości fizykochemiczne wód w niszy źródłiskowej Rosnów I. [W:] P. Jokił, P. Moniewski, M. Ziulkiewicz (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. WNG UŁ, Łódź: 213–224.
- Strahler A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Am Geophys. Union Trans.*, 38(6): 913–920.
- Succow M., 1988. *Landschaftsökologische Moorkunde*. Fischer Verl., Jena–Berlin: 340 ss.
- Surfer 8.02, Golden Software Inc., 1993–2002.

- Sylwestrzak J. (red.), 1977. Pojezierze Bytowskie. Monografia geograficzno-ekonomiczna. Zakł. Narod. im. Ossolińskich, Gdańsk: 246 ss.
- Sylwestrzak J., 1978. Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Zakł. Narod. im. Ossolińskich, Gdańsk: 168 ss.
- Systematyka gleb Polski, 1989. Rocznik gleboznawczy 40, 3/4: 150 ss.
- Szafer W., 1972. Podstawy geobotanicznego podziału Polski. [W:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), Szata roślinna Polski. PWN, Warszawa: 614 ss.
- Szczucińska A.M., 2009. Wpływy wód podziemnych w Rynnie Gryżyńsko-Grabińskiej. Stud. i Pr. z Geogr. i Geol. nr 1. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 117 ss.
- Szpikowska G., 2005. Jakość wód infiltrujących jako wyznacznik intensywności ługowania gleb (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta). [W:] A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji. Bibl. Monit. Środowiska, Poznań: 167-181.
- Szpikowska G., 2006. Denudacja chemiczna w zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta). [W:] A. Kostrzewski, J. Czerniawska (red.), Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 101-110.
- Szpikowska G., 2007a. Odpływ materiału rozpuszczonego ze zlewni źródłkowej w latach o zróżnicowanych warunkach opadowych (Chwalimski Potok, górna Parsęta). [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych 4. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 209-220.
- Szpikowska G., 2007b. Transformacja cech fizykochemicznych wody w profilu atmosfery-strefa aeracji-strefa saturacji (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta). [W:] A. Kostrzewski, A. Andrzejewska (red.), Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Program Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego a zadania ochrony obszarów Natura 2000. Bibl. Monit. Środowiska, Warszawa: 227-240.
- Szpikowski J., 2003. Contemporary processes of soil erosion and the transformation of the morphology of slopes in agricultural use in the postglacial catchment of the Chwalimski Potok (upper Parsęta, Drawskie Lakeland). *Quaerhtones Geograph.*, 22: 79-90.
- Szpikowski J., 2009. Geomorfologiczne skutki antropogenicznych przekształceń w dolinach rzecznych zlewni Perznicy (dorzecze Parsęty) w ostatnich 200 latach. [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych 5. Rozwój dolin rzecznych w warunkach zmian klimatu i zróżnicowanej antropopresji. *Koło Brzeg* 26-28.10.2009. UAM, Poznań-Storkowo: 60-61.
- Szpikowski J., 2010. Antropogeniczne przekształcenia rzeźby zlewni Perznicy w neholocenie (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty). *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*: 207 ss.
- Szpikowski J., Domańska M., Kruszyk R., Szpikowska G., Tylkowski J., 2006. Stacja Bazowa Storkowo. [W:] A. Kostrzewski, R. Kruszyk (red.), Stan, przemiany i funkcjonowanie geoekosystemów Polski w latach 1994-2004 na podstawie zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego. *Bibl. Monit. Środ.*, Wyd. Nauk. Gabriel Borowski, Warszawa: 95-136.
- Szpikowski J., Kostrzewski A., Mazurek M., Smolska E., Stach A., 2008. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę stoków. [W:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Wyd. IGI GP UJ, Kraków: 283-291.
- Szulc J., 1983. Geneza i klasyfikacja wapiennych osadów martwicowych. *Przegl. Geol.*, 31: 231-236.

- Szupryczyński J., 1967. Die Entwicklung Kleiner prenter Erosionstäler an den Staufen des Wda Sanders (Polen). [W:] P. Macar (red.), *L'Evolution des Versants*. Univ. de Liège, Liege: 299–303.
- Szymanko J., 1980. Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania. Wyd. Geol., Warszawa: 263 ss.
- Śnieszko T., 1995. Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat. Wyd. UŚ, Katowice: 124 ss.
- Tanaka K.L., Dohm J.M., Lias J.H., Hare T.M., 1998. Erosional valleys in the Thaumasia region of Mars: Hydrothermal and seismic origins. *J. Geophys. Res.*, 103, 31: 407–420.
- Tanaka T., 1982. The role of subsurface water exfiltration in soil erosion processes. *IAHS Publ.*, 137: 73–80.
- Tarboton D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 33, 2: 309–319.
- Tarboton D.G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I., 1991. On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrol. Proc.*, 5: 81–100.
- Teisseyre A.K., 1994. Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Pr. Geol.-Miner.*, 43: 178 ss.
- Tłałka A., Waksmundzki K., 1968. Wyniki badań źródeł w Polsce Południowej. *Przeł. Geogr.*, 40, 2: 519–524.
- Tobolski K., 1995. Genetyczna i niegenetyczna klasyfikacja czwartorzędowych osadów biogenicznych. [W:] E. Mycielska-Dowgiało, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wyd. WGiSR, Warszawa: 267–293.
- Tobolski K., 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 508 ss.
- Tomalak S., 1968. Reżim źródeł w dolinie Warty. *Pr. Wydz. BiNoZ, Geol.*, 7: 31 ss.
- Tomaszewski J., 1971. Niektóre zagadnienia dotyczące klasyfikacji w krenologii. *Zesz. Nauk. UJ*, 29: 79–85.
- Tomaszewski J., 1977. Charakterystyka krenologiczna masywu krystalicznego na przykładzie Karkonoszy. *Act. Univ. Wratislaviensis, Stud. Geogr.*, 28: 70 ss.
- Tsukamoto Y., Minematsu H., 1987. Hydrogeomorphological characteristics of a zero-order basin. *IAHS Publ.*, 165: 67–69.
- Turkowska K., 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Act. Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Turkowska K., 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Twardy J., 1995. Dynamika denudacji holoceniowej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Act. Geogr. Lodz.*, 69: 213 ss.
- Tyc A., Opołka-Gądek J., 1999. Tendencje zmian hydrologicznych źródeł na terenie Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych województwa katowickiego. [W:] E. Biesiadka, S. Czachorowski (red.), *Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona*. Stud. i Mat. WSP w Olsztynie, 145: 209–226.
- Uchupi E., Oldale R.N., 1994. Spring sapping origin of the enigmatic relict valleys of Cape Cod and Martha's Vineyard and Nantucket Islands, Massachusetts. *Geomorph.*, 9, 2: 83–95.
- Urbański J., 2008. GIS w badaniach przyrodniczych. Wyd. UG, Gdańsk: 252 ss.
- Vandekerckhove L., Poesen J., Oostwoud Wijdenes D.J., Nachtergaele J., Kosmas C., Roxo M.J., de Figueiredo T., 2000. Thresholds for gully initiation and sedimentation in mediterranean Europe. *Earth Surf. Processes Landf.*, 25: 1201–1220.
- Verachtert E., van den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J., 2010. Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils: A case study from central Belgium. *Geomorph.*, 118: 339–348.

- Vogt J.V., Colombo R., Bertolo F., 2003. Deriving drainage networks and catchment boundaries: a new methodology combining digital elevation data and environmental characteristics. *Geomorph.*, 53, 3-4: 281-298.
- de Vries J.J., 1976. The groundwater outcrop-erosion model; evolution of the stream network in the Netherlands. *J. Hydrol.*, 29: 43-50.
- de Vries J.J., 1994. Dynamics of the interface between streams and groundwater systems in lowland areas, with references to stream net evolution. *J. Hydrol.*, 155: 39-56.
- Waksmundzki K., 1971. Typologia naturalnych wypływów wody podziemnej w górskich obszarach fliszowych. *Przeł. Geogr.*, 43, 3: 381-390.
- Wehrli M., Mitchell E.A.D., van der Knaap W.O., Ammann B., Tinner W., 2010. Effects of climatic change and bog development on Holocene tufa formation in the Lorze Valley (central Switzerland). *Holocene*, 20(3): 325-336.
- Wells S.G., Dohrenwend J.C., McFadden L.D., Turrin B.D., Mahrer K.D., 1985. Late Cenozoic landsurface evolution on lava flow surface of the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 1518-1529.
- Wieczysty A., 1982. *Hydrogeologia inżynierska*. PWN, Warszawa: 1069 ss.
- Wilgat T., 1991. Zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki. [W:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 205-223.
- Wilson G.V., Jardine P.M., Luxmoore R.J., Jones J.R., 1990. Hydrology of a forested hillslope during storm events. *Geoderma*, 46: 119-138.
- Wilson G.V., Periketi R.K., Fox G.A., Dabney S.M., Shields F.D., Cullum R.F., 2007. Seepage erosion properties contributing to streambank failure. *Earth Surf. Processes Landf.*, 32: 447-459.
- Wilson J.P., Gallant J.C., 2000. *Digital Terrain Analysis*. [W:] J.P. Wilson, J.C. Gallant (red.), *Terrain Analysis. Principles and applications*. John Wiley & Sons, New York: 1-27.
- Wiśniewski E., 1990. The lower Vistula valley. [W:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. Pt. 3. *Geogr. Stud., Spec. Iss.*, 5: 146-153.
- Wiśniowski Z., 1998a. *Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, arkusz Barwice, A. Sadurski (red.). PIG, MOŚZNiL, Warszawa.
- Wiśniowski Z., 1998b. *Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, arkusz Dobrowo, A. Sadurski (red.). PIG, MOŚZNiL, Warszawa.
- Wiśniowski Z., 1998c. *Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, arkusz Tychowo, A. Sadurski (red.). PIG, MOŚZNiL, Warszawa.
- Wolanin A., Żelazny M., 2010. Sezonowe zmiany chemizmu wód źródeł tatrzańskich w zlewniach Potoku Chochołowskiego i Potoku Kościeliskiego w 2009 roku. [W:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*. Inst. Geogr. Univ. J. Kochanowskiego, Kielce: 339-347.
- Wołejko L., 1991. Porównanie kompleksów źródłiskowych rozwijających się w warunkach naturalnych i zmienionych w wyniku antropopresji. *Zesz. Nauk. AR w Szczecinie*, 149, Rol., 51: 53-105.
- Wołejko L., 1999. Ekosystemy źródłiskowe w odniesieniu do systemu siedlisk mokradłowych. [W:] E. Biesiadka, S. Czachorowski (red.), *Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona*. Stud. i Mat. WSP, 145: 241-248.
- Wołejko L., 2000a. Roślinność źródłiskowa (klasy Montio-Cardaminetea i Fontinaletea Antipyreticae) kompleksów źródłiskowych Polski Północno-Zachodniej. *Fol. Univ. Agric Stetin*, 213, Agricultura, 85: 203-220.
- Wołejko L., 2000b. Dynamika fitosocjologiczno-ekologiczna ekosystemów źródłiskowych Polski północno-zachodniej w warunkach ekstensyfikacji rolnictwa. *Rozpr.*, 195, AR w Szczecinie: 112 ss.

- Wołejko L., 2001. Stratygrafia torfowisk poligenicznych Polski Północno-Zachodniej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 1, 1: 83-103.
- Wołejko L., 2004-2005. Źródlika wapienne ze zbiorowiskami Cratoneurion commutati. [W:] *Poradnik ochrony siedlisk i gatunków. Europejska Sieć Ekologiczna Natura 2000*. On-line 30.08.2009 http://natura2000.gdos.gov.pl/natura2000/pl/poradnik/Tom_2_Wody_slodkie_i_torfowiska/7220_Zrodlika%20wapienne_ze_zbiorowiskami_Cratoneurion_commutati.pdf
- Woś A., 1999. *Klimat Polski*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 302 ss.
- Wójcicki K.J., 2009. Biofacjalna analiza osadów biogenicznych z doliny Kłodnicy. [W:] A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. T. 5. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 627-644.
- Wrońska D., 2005. Wpływ rumoszu drzewnego na wykształcenie lejów źródłowych potoków średniogórskich. [W:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. VII Zj. Gemorf. Pol. UJ, Kraków: 519-523.
- Wrońska D., 2006a. Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłowych potoków gorczańskich. *Ochrona Beskidów Zach.*, 1: 113-120.
- Wrońska D., 2006b. Wpływ działalności człowieka na funkcjonowanie lejów źródłowych w Gorcach. [W:] A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*. GAJT Wyd., Wrocław: 96-105.
- Wrzesiński D., 2003a. Mapa hydrograficzna w skali 1 : 50 000 wraz z komentarzem, arkusz N-33-81-D Barwice. Geokart-Internat., Rzeszów.
- Wrzesiński D., 2003b. Mapa hydrograficzna w skali 1 : 50 000 wraz z komentarzem, arkusz N-33-81-C Połczyn Zdrój. Gł. Geodeta Kraju, Geokart, Rzeszów.
- Wyźga B., Kaczka R.J., Zawiejska J., 2003. Gruby rumosz drzewny w ciekach górskich – formy występowania, warunki depozycji i znaczenie środowiskowe. *Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, 33-34: 117-138.
- Younger P.L., 2007. *Groundwater in the environment. An introduction*. Blackwell Publishing, Oxford: 318 ss.
- Zawiła K., 2003. Geomorfologia obszaru zlewni górnej Parsęty (część zachodnia). *Arch. ZG UAM*, Poznań: 82 ss. [masz. – arch. ZG UAM, Poznań].
- Zevenbergen L.W., Thorne C.R., 1987. Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surf. Processes Landf.*, 12: 47-56.
- Ziułkiewicz M., 2007. Zróżnicowanie hydrochemiczne wód podziemnych w niszy źródłkowej. [W:] P. Jokiel, P. Moniewski, M. Ziułkiewicz (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. WNG UŁ, Łódź: 225-233.
- Ziułkiewicz M., Fortuniak A., 2006. Zróżnicowanie hydrochemiczne wód podziemnych w obrębie niszy źródłkowej. [W:] P. Moniewski, P. Tomalski, M. Ziułkiewicz (red.), *Źródła – środowiskowe aspekty badań*. T. 1. Ogólnopol. Konf. Nauk., Łódź 20-22 września 2006 roku: 57-58.
- Zuchewicz W., 1980. Analiza morfometryczno-statystyczna małych zlewni w obszarach mobilnych tektonicznie. *Czas. Geogr.*, 51, 2: 171-185.
- Zwoliński Z., 1988. Metody badań erozji bocznej w korytach rzecznych: przegląd i zastosowane techniki na Parsęcie. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 38: 179-212.
- Zwoliński Z., 1989. Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzecznego. *Dok. Geogr.*, 3-4: 144 ss.
- Zwoliński Z., 2007. Mobilność materii mineralnej na obszarach paraglacialnych, Wyspa Króla Jerzego, Antarktyka Zachodnia. *Wyd. Nauk. UAM*, Poznań: 266 ss.
- Zwoliński Z., 2008. Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich. [W:] W. Florek (red.), *Rola procesów ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby*. *Landform An.*, 8: 98-106.

-
- Zwoliński Z., Kostrzewski A., Stach A., 2008. Tło geograficzne współczesnej ewolucji rzeźby młodoglacjalnej. [W:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. Wyd. IGiGP UJ, Kraków: 271–275.
- Żurawska G., 1999. Hydrogeologiczne problemy źródeł Pienińskiego Pasa Skalkowego na odcinku Stare Bystre–Szaflary. Współcz. Probl. Hydrogeol., 9: 501–504.
- Żurek A., 2002. Azotany w wodach podziemnych. Biul. PIG, 400: 115–141.

HYDROGEOMORPHOLOGY OF CHANNEL HEADS (THE PARSEŃTA DRAINAGE BASIN, NW POLAND)

Summary

Introduction

The channel head is a significant element of the headwater system (Hack and Goodlett 1960; Gomi et al. 2002; Benda et al. 2005); it is a place where concentrated water flow and sediment transport start, and where bedforms evolve between distinctly developed channel banks (Dietrich and Dunne 1993). The channel initiation mechanisms are closely connected with the water flowpath characteristics of the slope system. The processes that initiate a river channel include the following:

- 1) surface erosion (Horton 1945; Kirkby and Chorley 1967; Dietrich, Dunne 1993),
- 2) piping (or tunnel scour, Starkel 1960; Dunne 1980; Dietrich and Dunne 1993),
- 3) seepage erosion (de Vries 1976; Dunne 1980, 1990; Kochel et al. 1985; Nash 1996), and
- 4) mass movement (Dietrich et al. 1986; Montgomery and Dietrich 1989).

In the lowland area of central Europe with its high sediment infiltration capacity, the infiltration-excess overland flow (or the Hortonian flow) is rare at present. It is only during extreme precipitation events and in favourable morphological-lithological conditions that surface runoff and erosion appear (Florek et al. 2008), which can ultimately lead to the development of first-order streams and valleys. The excess of rain- or melt-water usually infiltrates into the soil and thus nourishes the groundwater, which is then drained by outflows. In such areas, groundwater seepage erosion can be the primary mechanism that controls channel initiation (de Vries 1976, 1994) and the development of a valley head (Ahnert 1998).

Problem statement and research objectives

Still, groundwater outflows are not fully appreciated as a morphogenetic factor in temperate zones (Higgins 1984) due to climate fluctuations and changes in land cover that result in the lowering of the groundwater table, which diminishes the significance of this erosional factor and weakens the coupling between the outflows and the erosional landforms associated with them. The morphological effects of groundwater action can also be obscured by fluvial processes, sheetwash and mass movement. The relations between those processes largely depend on the climatic conditions and the local properties of the sediment in which those forms develop

(Howard and McLane 1988; Baker 1990; Nash 1996). In addition, they are also being destroyed and deformed by the activity of plants, animals, and most recently humans.

Most research on river channels that has been carried out in the postglacial area of northern Poland to date has focused on large- and medium-sized rivers. Only a small proportion of studies have been conducted in first-order streams, even though they account for 44% of the drainage network's length in this part of Poland. Perennial streams rise from lakes, peat bogs, other wetlands, or various types of groundwater outflows. Groundwater outflows create favourable conditions for the concentration of water that leads to the formation of first-order streams and, as a result, to the development of channel processes. Lack of data on the geomorphometry of channel heads makes it impossible to identify the nature of the erosional effect of groundwater outflows and their contribution to the formation of river valleys.

The chief aim of the research conducted in the southern part of the Parsęta catchment (West Pomerania) is to characterise the organisation of the river system in channel heads and to determine the role of groundwater outflows in their development. The geomorphological, lithological, hydrological, spring-related and hydrochemical studies performed made it possible to obtain a picture of how channel heads operate in the postglacial zone of the Polish Plain.

The study was performed during the hydrological years 2000–2005 in 88 channel heads in which seepage erosion was found to occur. Detailed topographic and geomorphological studies were conducted in selected 24 channel heads judged to be representative in hydrogeomorphological terms. As a supplement to the study of surficial deposits in channel heads, a detailed lithological mapping was carried out within eight of them. Besides, in ten channel heads periodic hydrometric and hydrochemical measurements (a total of 19) were made.

Study area

The study area comprises the southern part of the Parsęta catchment, which covers an area of 617.2 km² and is situated in the borderland between the South Baltic Lakeland and the South Baltic Coastal Lowland. In the Parsęta basin's geological structure, a fundamental role is played by the complex of 52- to 214-m-thick Pleistocene and Holocene deposits, which comprise five and locally six levels of tills, glaciofluvial sands and gravels, river sands, and ice-dam silts and sands. The surface is covered with loose Pleistocene deposits: tills, glaciofluvial sands and gravels, as well as Holocene river sands, peat and colluvial deposits. The valley network consists of polygenetic depressions that were produced by the glacial/periglacial cycle and include subglacial tunnels, melt-out depressions, valleys left by proglacial water flow, and an ice-marginal valley. Among younger elements included in the network are short denudational-erosional valleys and gullies. The present-day relief is largely controlled by chemical denudation, erosion, fluvial accumulation, human-generated degradation and aggradation processes (Kostrzewski et al. 2008).

In the study period (2000–2005), the mean annual air temperature was 7.9°C, whereas the mean annual rainfall amounted to 691 mm. Precipitation in the warm

half-year was higher than in winter (58% of the annual figure), with snow contributing a mere 17.7% to the total. The frequency of heavy and torrential rains was low, and they usually occurred at the height of the vegetation season; rain intensity seldom exceeded the current water-holding capacity of the soil.

The diversity of hydrogeological conditions results in various types of channel-initiating outflows. This largely occurs in the contact zones between glaciofluvial or fluvial sand-gravel deposits, glacial sands or erosion pavement and their underlying semi-permeable tills or poorly permeable loamy sands. Water-bearing horizons display permeability of 10^{-3} – 10^{-5} $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Channel heads develop within a variety of landforms in areas with substantial height differences, i.e., on scarps of morainic uplands, slopes of subglacial tunnel valleys, kettle-holes, river terraces, and slopes of both kame hummocks and dead-ice moraines. Outflows are located in variously developed headwater alcoves that are channel heads and also in 80% of valley heads.

Unconfined groundwater from the local near-surface aquifer feeds seepage faces, seepage springs and various types of discrete springs (such as contact springs, depression springs, and barrier springs) located not only in the footslope zone but also in the shoulder and backslope zones of headwater hollows. A characteristic feature of the study area, which is built of loose sediment with varying permeability, is the occurrence of various types of outflow (springs and seepages) clustered in a small area that is called a seepage spring area. The outflowing water is carried away from it by a stream that gradually forms into a river channel. In the footslope zone, there are efficient ascending springs fed by confined waters from regional and intermorainic aquifers.

The discharge volume of the 88 headwater streams under study varies between 0.01 and 71.76 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Measurements of the flow in the channel heads in September 2004 showed that 43.2% of them were fed by groundwater outflows of a very low discharge, less than 1 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Next came outflows discharging from 1 to 5 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (35.2%). There were 9 with the highest discharges, from 10 to 100 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (10.2%).

Results and discussion

The field and indoor studies carried out so far have supplied quantitative data about the size of headwater alcoves developing in lowland areas in loose postglacial deposits. The bottoms of the 88 headwater alcoves examined range from some dozen square metres to 4.3 ha in area. They are compact landforms, poorly branched, semi-circular or elongated in outline. The elongation is primarily due to backward erosion along the long axis of an alcove, but in favourable morphological conditions it may have been predetermined by the shape of the initial forms, viz. small, morphogenetically diversified valleys and basins. The scarps closing alcove heads can reach heights of more than ten metres. The mean gradients of concave and concave-convex slopes assume from 12 to 38°, their range being smaller within alcove bottoms, from 3 to 16°. The areas of alcove bottoms in headwater depressions are proportional to the discharge of outflows. The transition of alcove slopes into a flat bottom takes place via a clearly marked segment of a concave slope. The formation of the footslope is an effect of the direct impact of headwater erosion on the alcove slopes.

Digital elevation models (DEMs) with a horizontal resolution of 0.5 m and the morphometric parameters of headwater alcoves they yielded, as well as an analysis of their topographic and hydrogeological location and the nature of groundwater outflows, provided a basis for distinguishing three morphological types of headwater alcoves in the southern part of the Parsęta catchment:

1. The most numerous group (43.3%) embraces basin-like alcoves. This type (I) includes landforms with bottoms elliptic in plan, small and compact, displaying the widest differences in extreme heights.
2. The next type (II) of bowl-like headwater alcoves covers extensive alcoves or their complexes, with maximum length and width figures as well as broad bottoms with low slopes.
3. Type III includes spindle-like alcoves, small, elongated and narrow. Here belong largely alcoves located in older denudational depressions and erosional-denudational dissections and small valleys whose bottoms and slopes are now being modified by headwater processes.

There are ten alcoves that do not fall into any of the three morphological types distinguished: poorly developed, in the initial stage of formation, of slight depth, and with no clearly marked bottom. This type is characteristic of young alcoves with low-discharge outflows in their area ($< 0.5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Groundwater outflows are responsible for the volume and quality of ionic flow in headwater alcoves and farther on in 1st-order streams (1R). The waters drained in the 88 channel heads are characterised by a mean specific electrolytic conductivity (SEC) of $399 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, with the $250\text{--}550 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ interval accounting for 93.5% of the total. Predominant in the ionic composition of those waters are bicarbonate and calcium ions, but sulphates also have a significant share. The highest SEC figures derive from the presence of man-made (household and agricultural) pollution, which is confirmed by high concentrations of sulphate, chloride, sodium and potassium ions. During a hydrochemical mapping carried out in September 2004, the saturation index SI_c of the groundwater outflows under study ranged from -0.84 to 1.04 , with a mean of 0.29 . An analysis of the samples taken suggests that what affect the hydrogeochemical balance of the outflows are not only processes of dissolution of carbonate minerals, but also a supply from biogenic and/or man-made sources. Groundwater outflows situated in neighbouring alcoves within a single headwater depression may have different physico-chemical properties and represent different hydrochemical groundwater types reflecting the geochemical environment of Quaternary deposits and the time of groundwater flow. The differences are especially big in areas directly affected by man-made pollution.

The chemistry of water flowing out of the channel heads reflects the properties of groundwater nourishing headwater alcoves (i.e. the water from the slope subsystem), but also changes to the water occurring within an alcove during the organisation of a channel flow. The modification of water chemistry in the alcove can result from:

- 1) the outflowing groundwater seeking a new physico-chemical equilibrium to match the current atmospheric conditions,
- 2) precipitation, ion-exchange sorption, chemisorption, oxidation and reduction of some chemical components (e.g. Ca^{2+} , Fe^{3+} , NO_3^- , SO_4^{2-}),

- 3) retention of nutrients (including potassium, calcium, nitrogen, and sulphur) by the vegetation cover in the growing season (biological sorption) and their release to the humic layer or flowing water in the autumn, and
- 4) several genetically different sources feeding a 1st-order stream with different quantitative contributions to the river flow being formed.

The determination of the physico-chemical parameters of water in a stream nourished by groundwater outflows takes place along the first dozen metres of the stream, after which there is a slower change along the next tens of metres. This tendency can be disturbed when there are several other sources feeding the stream (overland flow and throughflow), responsible for a greater variability of the physico-chemical parameters of the outflowing water. The quality of groundwater outflows creates specific ecological conditions in the channel heads resulting from a stable water temperature (8.4–9.4°C) and its chemical composition (high in calcium and bicarbonate ions). A microclimate, an often limited sunlight, a water-saturated mineral substratum, and high velocities of water flow set headwater ecosystems apart and contribute to their biodiversity.

In the 88 channel heads, zones of occurrence of the following processes were identified and mapped: (1) seepage erosion; (2) falls, dry ravel events and slides; (3) creep, solifluction, surface runoff and erosion; (4) channel processes; and (5) landforms created under the impact of plants, animals and humans. Most of the relief-forming processes in the channel heads are, or can be, generated with the contribution of groundwater outflows, and their intensity is controlled by external factors, e.g. the amount of atmospheric precipitation, the appearance of a snow cover and ground ice, the impact of the living activity of the biosphere, and also an increasing human interference. The mosaic of morphological processes in a headwater alcove is an effect of groundwater outflows occurring on its slopes and bottom, varying discharges of the outflows, and hydrostatic pressure – the driving force which makes groundwater flow out onto the land surface. Headwater erosion, which manifests itself by slope undercutting and/or bottom deepening, can be found in all the channel heads under study. Depending on the mechanical properties of deposits, slope gradients, and the location and discharge of outflows, headwater alcoves are being shaped by such mass movements as downfall, dry ravel, earth slide, creep, and earthflow. It is sometimes hard to differentiate between creep and earthflow, since one movement passes into another with a change in the water content in deposits, especially mineral-organic ones. The observed complexity of the processes involved in groundwater exfiltration results from the fact that it can bring about slope instability in the alcoves under study via two separate but interrelated mechanisms. The stimuli to mass movement in the headwater alcoves have been found to include the following:

- seepage erosion, which is a hydrostatic and hydrodynamic effect of water exfiltrating at the foot of, and on, a slope; this undercuts the slope, disturbs its balance, and finally leads to slumps and earth slides,
- saturation with exfiltrating water from deposits that cover the slopes, which increases pore pressure and lowers the resistance of the deposits; thus, solifluction and creep is produced in the water-logged substratum.

In water-saturated areas that seasonally vary in extent, surficial deposits are being washed, while the erosive action of flowing surface waters produces grooves and furrows with an uneven long profile that sometimes can transform into channel forms. At the contact of the alcove slopes and bottom there can develop spurs and residuals whose presence is a result of selective degradation of the alcove slopes. The relatively small areas of the alcoves under study make vegetation a factor that can greatly affect their morphology (e.g. by causing wings-like development of an erosion scarp) as well as the spatial distribution, intensity and seasonal variations of morphogenetic processes.

The discussed morphogenetic processes differ in their contribution to the supply of clastic material to the stream channel forming in the bottom of a given alcove, depending on the morphology of the alcove, lithology of its deposits, type of outflows, and water-flow conditions, but especially on their seasonal variations. Some processes (known as secular), like geochemical processes, headwater erosion and channel processes, operate the year round, and their intensity varies not only with weather conditions, but also with the discharge volume of exfiltrating groundwater, the character of water flow, and the velocity of water flowing in the alcove and channel. Gravitational processes and (mostly) inter-rill wash are periodic, if not episodic, in nature. Extreme processes occur, if at all, as a result of human activity.

The morphology of headwater alcoves undergoes evolution under the influence of several relief-forming processes whose intensity and character depend at the start also on their initial form. In the course of development, alcoves grow in width and depth (although proportions may vary). The deepening of the bottom of an alcove results in a greater height and steeper inclination of its slopes. The rate of alcove development is fast if groundwater outflows are able to remove all the gathering colluvial material and other debris from the foot of the slopes. It is slower when the material deposited by mass movements is not carried away in its entirety, thus protecting the alcove slopes from headwater erosion.

With high-discharge groundwater outflows, mineral and organic material is carried away from the alcoves, and as a result they develop a hard, sand-gravel bottom also featuring a gravel-boulder erosional pavement. With a large supply of colluvial deposits, when runoff is hampered by plant detritus and the volume and kind of the outflows change (from outflows to seeps) or their flow velocity drops, organic material accumulates in the alcove, first as an admixture to sand and silt deposits. The presence of mineral-organic and biogenic deposits is important for buffering the chemical composition of the water drained from the zero-discharge catchment within the alcove and its role as a biogeochemical barrier. The co-occurrence of several morphogenetic processes creates a variety of depositional conditions in the alcove, leading as a result to the accumulation of several sets of deposit. In the sedimentary environment of headwater alcoves, the indicator deposits are the bottom ones. They are a record of headwater erosion and accumulation, fluvial deposition and redeposition, chemogenic and biogeochemical sedimentation, biogenic sedimentation, and sedimentation. Underground and surficial deposits come to a headwater alcove from the slopes and the zero-discharge catchment, washed-out erosional spurs and residuals, and via exfiltrating groundwater. A source of organic matter of

an allochthonous character can be plant detritus supplied episodically from the zero-discharge catchment as well as plant fragments deriving from within an alcove.

Apart from small basin-like alcoves where erosional processes predominate, at most of the sites under investigation bottom deposits were found to represent a mosaic of mineral, mineral-organic and organic deposits. There is a greater variety of genetic types of deposit in the subslope zone of alcoves where slope and bottom deposits mix at times. The chemical, biochemical and biogenic deposits forming in the alcoves can be treated as a record of changes, both local and regional, in the catchments of the outflows. The presence of fossil calcareous sinter is regarded as an important geoinicator of change in the natural conditions: paleoclimatic (temperature and humidity) and paleohydrological, embracing changes in the location of groundwater outflows. The headwater alcoves under study were divided into the following depositional types:

- 1) alcoves where mineral deposits predominated,
- 2) alcoves featuring a proportion of organic deposits, and
- 3) alcoves featuring a proportion of chemogenic and biochemogenic deposits.

Conclusion

Channel heads determined by groundwater outflows that assume the form of an alcove or a set of alcoves develop within hollows of varying genesis or dissect slopes to form their own headwater depressions (i.e. valley heads). The most important factor in their development is the emerging groundwater, which can be both an erosive agent and a factor that affects sediment erodibility. The formation of valley and channel heads is an effect of co-operation and interaction of such influences as chemical weathering, seepage erosion, slope processes, and fluvial accumulation and erosion; collectively, they can be termed headwater processes.

This study supplies quantitative data about the size of channel heads in lowland areas moulded by groundwater seepage that are cut in glaciofluvial sands and gravels or glacial gravel-silt sands underlain by till. The lithology and stratigraphy of Pleistocene and Holocene deposits controls the shape, orientation and size of the alcoves through the position of the aquifer's bottom and step-like changes in its thickness and conductivity; thus, it decides the direction of groundwater inflow, the concentration or scattering of outflows, their discharge volume, and the location at various slope elevations (footslope or slope outflows). This impact of the lithological factor is readily visible in alcoves that developed in morainic uplands, where the lithological variability of gravel-silt sands and their interbedding by deposits with a low permeability (like tills) contribute to the appearance of unconcentrated outflows as well as their scattering throughout an alcove. The morphology of headwater alcoves is determined by the efficiency of relief-forming processes, which partly depend on the erodibility of deposits that build the groundwater-seepage heads.

The morphometry of the group of elongated and narrow alcoves in the southern part of the Parsęta catchment is similar to the landforms in the Łódź Hills (Central Poland), which were examined by Maksymiuk and Moniewski (2000) and Moniewski (2004). Their common morphological features result, among other things,

from the similarity in the geological structure (glacial sands and tills, fluvio-glacial sands) and hence from the groundwater flow conditions and outflow type. Some (27.3%) of the alcoves in the study area are inserted into older denudational-erosional valleys, whose bottoms and slopes are now being modified by seepage erosion. The morphometric differences among such alcoves reflect the original relief, like the elongation of the initial forms and a gentle transition between the bottom and slopes of the denudational-erosional valleys. Depending on headward erosion, gravitational mass movements (falls and small slides, slumps), and the possibility of deposits being removed by water, the alcoves grow in width and depth. Such a pattern of processes leads to the formation of steeply inclined alcove slopes with a distinct concave section at the foot that passes into a flat bottom.

The individuality of channel head formation should also be seen as being connected with local factors, such as the character and density of vegetation, as well as, in some cases, human activity (e.g. outflow damming or the installation of a drainage system in the source area of a channel head).

In the geological, geomorphological and climatic conditions of Pomerania (NW Poland), seepage erosion is one of the major geomorphic processes responsible for the development of channel networks. The observations indicate that despite their small size, channel heads, which develop predominantly by groundwater erosion, are often a distinctive feature of postglacial relief in the southern part of the Parsęta catchment. The alcove's morphology shows the effect of the topography of the zero-discharge catchment (the morphology of initial depressions), the type and magnitude of groundwater outflows, the variability of the geological structure, and the possibility of material being removed from the alcoves. The discussed factors agree with those listed by Howard and McLane (1988), Baker (1990), and Nash (1996).

Today, headwater alcoves and river valleys are zones where relief-forming processes are the most active. They are sites of great potential relief energy (the potential energy of hydrological processes), while zero-discharge catchments extending on morainic plateaux and fluvio-glacial plains are relatively stable morphogenetically. The significance of those areas follows from the fact that it is there that the flow of water and removal of material from the slope subsystem gets organised and concentrated. Thus, they are zones of a great intensity of denudational processes in lowland areas leading to a retreat of the slope or a retreat combined with its lowering and the development of the headwater part of streams at the expense of areas of groundwater alimentation. Alcoves and headwater areas can be divided with respect to landforms of a higher taxonomic order (initial morphological surfaces) into slope, inserted, and scarp types. Each of those three types of headwater alcoves has different mechanism of initiation and development as well as its own way of joining the permanent river network. The development of a river network can proceed towards higher-order channels (downslope development) with a stream extending towards watershed in the case of slope and inserted alcoves, and from a higher-order channel towards the watershed (upslope development) in the case of scarp alcoves.

The headwater alcoves studied in the southern part of the Parsęta catchment display a great geodiversity of hydrogeological conditions, morphometry of headwater depressions, relief-forming processes, headwater deposits, physico-chemical

parameters of water, and genetic types of alcoves. In the postglacial zone, channel heads have developed ever since permafrost had thawed and groundwater levels had formed. Climate change as well as variations in the level of groundwater and the discharge of its outflows could have contributed to differences in the development dynamics of those landforms and in the dominant processes moulding their morphology. The several years of observation of the headwater alcoves lead to the conclusion that if the present conditions persist, they will keep evolving, but one can also expect that due to climate change and the growing human impact, the role of channel heads in the next stages of development of river and valley networks as well as the entire natural environment may change. The problems of hydrogeomorphology of headwater alcoves presented here do not exhaust all the aspects of operation of channel heads; still, they provide a sound basis for a further model research into the evolution of river and valley networks.

Translated by Maria Kawińska