

Acta Geographica Silesiana

1 . numer specjalny

Współczesne trendy w naukach o Ziemi
IV Geo-symposium Młodych Badaczy
Silesia 2011

Redaktor
Oimahmad Rahmonov



Uniwersytet Śląski
Wydział Nauk o Ziemi



Zespół Parków Krajobrazowych
Województwa Śląskiego

Sosnowiec - Będzin 2011

Rada Redakcyjna (Editorial Board):

Wiaczesław ANDREJCZUK – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*
Marek BRODA – *Zespół Parków Krajobrazowych Województwa Śląskiego, Będzin*
Jacek JANIA – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*
Andrzej T. JANKOWSKI – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*
Regina MORKŪNAITĖ – *Instytut Geologii i Geografii, Wilno (Litwa)*
Bolesław NOWACZYK – *Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań*
Iwan I. PIROŻNIK – *Białoruski Uniwersytet Państwowy, Mińsk (Białoruś)*
Walerian A. SNYTKO – *Instytut Geografii im. W. B. Soczawy SO RAN, Irkuck (Rosja)*
József SZABÓ – *Uniwersytet Debreczyński, Debreczyn (Węgry)*
Tadeusz SZCZYPEK – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec – przewodniczący*
Maria TKOCZ – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*

Sekretarz:

Jerzy WACH

Recenzenci (Reviewers): Robert KRZYSZTOFIK, Ewa ŁUPIKASZA, Tadeusz NIEDŹWIEDŹ,
Jerzy B. PARUSEL, Piotr SIWEK, Artur SZYMCZYK, Andrzej TYC

Copyright © 2011
by Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego
by Authors

Wydawca:
Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Zespół Parków Krajobrazowych Województwa Śląskiego
ul. Krasickiego 25
42-500 Będzin

Stowarzyszenie „Sopel”

Przygotowanie do druku:
Leszek MAJGIER, Magdalena OPAŁA, Tomasz PARUSEL

ISSN 1897–5100

Druk tomu finansowano ze środków Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego

Za jakość tłumaczenia na język angielski odpowiada Autor
The author is responsible for quality of translation into English

Elektroniczna wersja czasopisma jest dostępna pod adresem: <http://www.marekruman.pl/ags/>
Electronic version of journal – <http://www.marekruman.pl/ags/>

Druk:
Drukarnia Częstochowskiego Wydawnictwa Archidiecezjalnego „Regina Poloniae”
ul. Ogrodowa 24/44, 42-200 Częstochowa
Tel. 0-34 368-05-60, fax 0-34 368-05-59, e-mail: cwa@cwa.com.pl

Spis treści

Maryna A d a m s k a : Chemizm płytkich wód podziemnych wybranych wrocławskich cmentarzy (Chemistry of shallow ground waters of selected cemeteries in Wrocław)	5
Aleksandra B r o ż e k : Ocena podatności wód podziemnych GZWP nr 129 na zanieczyszczenia metodą drastic z wykorzystaniem oprogramowania GIS na przykładzie zbiornika dolina rzeki dolna Osa (Evaluation of the groundwater of the MGWB no 129 vulnerability by the drastic system using GIS software based on the lower osa river valley basin).....	11
Barbara B r z ó s k a , Adam J a c z e w s k i : Najbliższe dwudziestolecie w świetle wyników regionalnego modelowania na podstawie wybranych wskaźników termicznych (Following two decades in the light of the results of regional modeling, based on selected temperature indicators).....	17
Marta C h m i e l e w s k a : Morfologiczne przemiany śródmieścia Katowic (Morphological changes of the city centre of Katowice).....	23
Ewa J a k u s i k , Bartosz C z e r n e c k i , Michał M a r o s z : Wykorzystanie parametrów funkcji gęstości prawdopodobieństwa w modelowaniu wysokości falowania całkowitego (The application of probability density function in modeling of the total wave height).....	29
Ewa J a k u s i k , Michał P i l a r s k i : Testowanie czułości metod statystycznego downscalingu na przykładzie opadów atmosferycznych w rejonie Zatoki Gdańskiej (Testing the sensitivity of statistical downscaling methods based on precipitation in the Gulf of Gdansk).....	35
Joanna J ę d r u s z k i e w i c z : Scenariusz zmian ekstremalnych warunków termicznych w regionie łódzkim na lata 2021-2050 (Scenario of changes extreme thermal in the Lodz region for the years 2021-2050).....	43
Magdalena O p a ł a : Warunki klimatyczne na Górnym Śląsku w okresie 1645-2009 na podstawie analizy lat wskaźnikowych <i>Abies alba</i> , <i>Pinus sylvestris</i> , <i>Larix decidua</i> , <i>Fagus sylvatica</i> i <i>Quercus</i> spp. (Climatic conditions in Upper Silesia in the period 1645-2009 on the basis of pointer years analysis of <i>Abies alba</i> , <i>Pinus sylvestris</i> , <i>Larix decidua</i> , <i>Fagus sylvatica</i> and <i>Quercus</i> spp.).....	49
Magdalena O p a ł a , Leszek M a j g i e r , Tomasz P a r u s e l : Dendrochronologiczna ocena wieku <i>Fagus sylvatica</i> , <i>Quercus robur</i> i <i>Quercus petraea</i> w wybranych rezerwach leśnych województwa opolskiego (Dendrochronological estimate of the age of <i>Fagus sylvatica</i> , <i>Quercus robur</i> and <i>Quercus petraea</i> in selected forest reserves in Opole Voivodeship).....	57
Sylwia Ś l i w i ń s k a , Sabina J o d ł o w s k a , Adam L a t a ł a : Ekofizjologiczne i allelopatyczne właściwości pikoplanktonowej sinicy <i>Synechococcus</i> sp. (Ecophysiological and allelopathic properties of the picocyanobacterium <i>Synechococcus</i> sp.).....	63
Agnieszka S z a w a r a , Katarzyna G r a b o w s k a : Chemizm wód źródeł Skarpy Warszawskiej (Chemistry waters springs of the Warsaw Escarpment).....	67
Jacek S z c z y g i e ł : Geologia jaskini studnia w Kazalnicy w Tatrach Zachodnich (Geology of Studnia w Kazalnicy Cave in Western Tatra Mts).....	73
Marta W o ł s k a : Wpływ wybuchu wulkanu Eyjafjallajökull na zmianę grubości optycznej atmosfery w Barrow (The effect of the eruption of eyjafjallajökull on change of the atmospheric optical thickness in Barrow).....	79

Maryna Adamska

*Zakład Geografii Fizycznej, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1,
50-137 Wrocław; maryna.adamska@uni.wroc.pl*

CHEMIZM PŁYTKICH WÓD PODZIEMNYCH WYBRANYCH WROCLAWSKICH CMENTARZY

Adamska M. **Chemistry of shallow ground waters of selected cemeteries in Wrocław.** In Poland there is only few research and papers focusing on cemeteries as a possible source of pollution. That is why is so important to evaluate the potential impact of cemeteries on groundwater. Fact that is also not always mention is wrong necropolis localization. Many countries, including Poland, are not prepared enough to challenge with all issues that come from decomposition of dead bodies. Also there is no groundwater quality monitoring required in Poland. There are no regulations in Polish Law that would order to monitor cemeteries sites. Research analyses of water contamination aimed to confirm or deny the influence of necropolis on the environment. Collected data are not optimistic and they show significant exceedance of limit pollution values based on Polish Environment Law regarding to waters. Samples indicate higher concentration of nitrates, nitrites, ammonia, chlorides and sulphurs.

Słowa kluczowe: cmentarze, zanieczyszczenie, wody podziemne

Zarys treści

W Polsce jak dotąd niewiele jest badań i opracowań koncentrujących się na cmentarzach, jako możliwym źródłem zanieczyszczeń. Właśnie dlatego, tak istotne jest oszacowanie potencjalnego oddziaływania nekropolii na wody podziemne. W latach wcześniejszych, przy lokalizowaniu cmentarzy, nie uwzględniano ich możliwego wpływu na środowisko przyrodnicze. Wiele krajów, w tym Polska, nie jest wystarczająco przygotowanych do zmierzenia się z wyzwaniem, jakie niesie ze sobą dekompozycja zwłok. Nie ma także żadnych regulacji nakazujących monitoring stref cmentarnych. Przeprowadzone badania miały na celu określenie wpływu nekropolii na jakość wód podziemnych. Zebrane dane pokazują znaczne przekroczenia dopuszczalnych wartości zanieczyszczeń według rozporządzeń w sprawie klasyfikacji stanu wód powierzchniowych i podziemnych. Próbkę wskazują podwyższone stężenie azotanów, azotynów, amoniaku, chlorków i siarczanów.

WPROWADZENIE

Problem cmentarzy jako możliwego źródła zanieczyszczeń nie był w przeszłości dokładnie analizowany. Przy lokalizacji nekropolii nie brano pod uwagę czynników hydrogeologicznych. Stosunkowo niedawno dostrzeżono możliwość negatywnego oddziaływania cmentarzy na środowisko, a rozważaniami objęto stan gleby, warunki drenażu, bliskość miejsc zamieszkałych i zagrożenia zanieczyszczeniem wód (SPONGBERG, BECKS, 2000). Gdy rozpoczęto badania dotyczące przechowywania oraz rozkładu zwłok, pod uwagę wzięto wpływ nekropolii na: bakteriologię wód gruntowych (RODRIGUEZ, PACHECO, 2003) i ich skład chemiczny (DENT, 2002), zawartość aminokwasów (ŻYCHOWSKI i in., 2002) oraz adipocery (FORBES i in., 2005). Na cmentarzach na niewielkiej powierzchni znajduje się znaczna ilość ludzkich zwłok. W ciągu życia przeciętnego obywatela na cmentarzu może spocząć nawet tyle osób, ilu mieszkańców liczy dana miejscowość (ŻYCHOWSKI i in., 2000). Kiedy zmarły wraz z zawartością trumny (odzież, bandaże itp.) ulega dekompozycji, produkty rozkładu są uwalniane do środowiska (KIM i in., 2008). Istnieje sześć głównych kategorii produktów rozkładu, które należy wziąć pod uwagę wyznaczając możliwe potencjalne zagrożenia zanieczyszczeniem: chorobotwórcze bakterie i wirusy; nutrieny - N i P; zwiększona ilość jonów takich jak Na, Cl, Mg, SO₄, Sr; metale ciężkie (w tym As); nieswoiste cząsteczki organiczne; formaldehyd (metanal) (DENT, 2007). Ogólnie uważa się, że cmentarze na utworach o średniej teksturze, ze zwierciadłem wód podziemnych na głębokości przynajmniej 2,5 m (w przypadku chowania trumien na głębokości 1,8 m i pozostawieniu strefy nienasyconej 0,7 m) nie powinny zanieczyszczać wód podziemnych (SPONGBERG, BECKS, 2000). Tereny, na których wody podziemne zale-

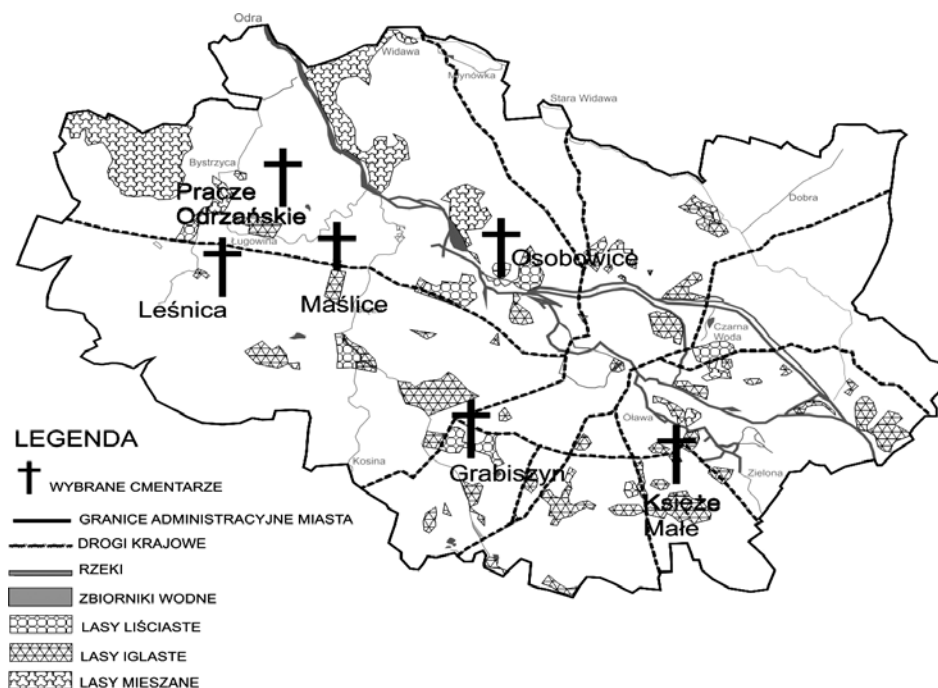
gają płytko, a strefa nienasycona ma niewielką miąższość i jest złożona z materiałów gruboziarnistych, bądź o dużej ilości spękań, nie powinny być brane pod uwagę przy planowaniu cmentarza. Mogą być one potencjalnie narażone na skażenie z powodu wysokiej przepuszczalności i niskiej zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń (ENGELBRECHT, 1998; RODRIGUEZ, PACHECO, 2003).

METODYKA BADAŃ

Cykl badań składał się z 6 serii pomiarowych w odstępie około 2 miesięcy, mających określić skład jakościowy wody. Przebadano 3 największe cmentarze komunalne we Wrocławiu (Osobowicki, Grabiszyński i w Leśnicy) oraz 3 cmentarze parafialne (Pracze Odrzańskie, Maślice, Księża Małe). Na cmentarzach posiadających więcej niż jedną studzienkę (Osobowicki i Grabiszyński) dokonano poboru 3 próbek z 3 różnych studzienek. Dla porównania wyników pobrane zostały także próbki wody z położonego w niedalekim sąsiedztwie Cmentarza w Leśnicy stawu, żeby sprawdzić czy istnieją jakieś korelacje między danymi. Po próbie określenia klasy czystości, wyniki wskazały w obu przypadkach podobne wartości¹. Pomiar utlenialności dokonany został poprzez miareczkowanie nadmanganianem potasu. Metale ciężkie zostały zbadane przy pomocy absorpcyjnego spektrometru atomowego (ASA) Avanta Σ firmy GBC. Jony amonowe, azotanowe, azotynowe, fosforanowe, siarczanowe i chlorkowe zostały zbadane spektrometrem firmy „Slandi”, działającym w zakresie światła widzialnego.

OBSZAR BADAŃ

Wrocław położony jest w obrębie makroregionu Niziny Śląskiej, mezoregionu Pradoliny Wrocławskiej, która ma długość ponad 100 km, powierzchnię 1220 km² i odpowiada odcinkowi doliny środkowej Odry (KONDRACKI, 2002). Lokalizacja wybranych cmentarzy przedstawiona jest na rys. 1.



Rys. 1. Położenie wybranych cmentarzy na terenie Wrocławia
Fig. 1. Location of selected cemeteries in Wrocław

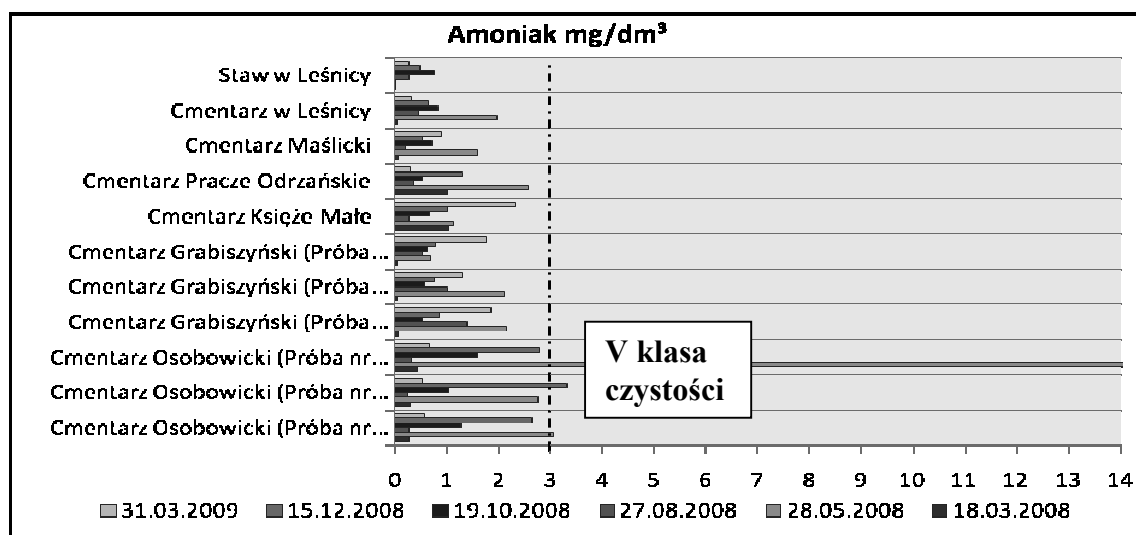
Cmentarze Osobowicki, Maślicki, w Leśnicy i Praczach Odrzańskich położone są na terenach zbudowanych z mad rzecznych pokrytych glebami gruntowo-glejowymi pozostających pod stałym wpływem wysokiego zwierciadła wód gruntowych. Cmentarze Grabiszyński i Księża Małe urządzone są na glebach antropogenicznych. W północno-wschodniej części miasta (rejon Psiego Pola i Zakrzowa) wyraźnie dominują gleby

¹ Klasyfikacja prób wody ze stawu jest tylko przybliżona, ponieważ jako wody stagnujące, jeziora i stawy nie mają osobnej klasyfikacji, nie można zatem stosować dla nich miar ani dla wód podziemnych ani dla wód powierzchniowych, ponieważ te ostatnie charakteryzują wody płynące.

plowe wytworzone z glin zwałowych. Można je też napotkać niedaleko Leśnicy. Antropogeniczne gleby okolic cmentarnych zostały wydzielone w osobny typ i nazwane mianem nekrosoli. Charakteryzują się one specyficznymi właściwościami chemicznymi, fizycznymi i biologicznymi i specyficzną sekwencją poziomów glebowych (CHARZYŃSKI i in., 2010).

WYNIKI BADAŃ

Analizując jakość badanych wód podziemnych posłużono się Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 11 lutego 2004 r. w sprawie klasyfikacji dla prezentowania stanu wód powierzchniowych i podziemnych, sposobu prowadzenia monitoringu oraz sposobu interpretacji wyników i prezentacji stanu wód (Dz.U.2004.32.284). Wybrane wyniki pomiarów zostały umieszczone w tabelach 1-4. Nie pojawiła się ani jedna próbka, w której w 80% przeważałaby klasa I. Największe przekroczenia dotyczą zawartości jonów amonowych – w badaniach własnych maksymalna koncentracja NH_4 wynosiła nawet 14 mg/l, (powyżej 3 mg/l zaczyna się V klasa czystości wód) (rys. 2) Koncentracja fosforanów mieściła się w przedziale 0,071-4,69 mg/l. Przeważała III i IV klasa czystości. Stężenie jonów azotynowych w większości próbek wskazuje na IV klasę czystości. Parametr utlenialności ChZT_{Mn} występuje tylko w klasyfikacji wód powierzchniowych, dlatego podane wartości można było szacować, biorąc pod uwagę jedynie wpływ czynnika antropogenicznego.



Rys. 2. Koncentracja jonów NH_4 w wodach podziemnych wybranych cmentarzy we Wrocławiu
Fig. 2. Concentration of Ammonium ions in ground waters of selected cemeteries in Wrocław

Utlenialność przyjmowała wartości od 2 do nawet 49 mg/dm^3 , gdzie koncentracja tego wskaźnika przekraczająca 24 $\text{mg O}_2/\text{dm}^3$, kwalifikuje daną próbę w V klasie czystości. Najwyższe wartości ChZT_{Mn} (Księża Małe) wynosiły 42,5 oraz 49 $\text{mg O}_2/\text{dm}^3$. Można było zastosować jedynie przybliżoną interpretację. Podwyższona ilość potasu, który w wodach naturalnych występuje w stężeniu do kilku mg/dm^3 , może świadczyć o tym, że wystąpił on w postaci chlorków i azotanów, co wskazywałoby na to, że wody te zostały zanieczyszczone i ilości tych substancji nie stanowią naturalnej ich koncentracji.

PODSUMOWANIE

Uzyskane wyniki potwierdzają, że na obszarze badanych nekropolii wrocławskich dochodzi do istotnego zanieczyszczenia wód podziemnych produktami dekompozycyjnymi rozkładających się zwłok. Przeprowadzone badania własne zbieżne są z wynikami badań ŻYCHOWSKIEGO i in. (2007) i wydają się potwierdzać zwiększone stężenia zanieczyszczeń antropogenicznych w wodzie terenów cmentarnych. Wartości wielu parametrów świadczą o tym, że wymagane jest wykonywanie szerszych badań, uwzględniających wartości tła. Podobieństwo wyników z cmentarza i ze stawu w Leśnicy, może świadczyć o migracji zanieczyszczeń z rejonu nekropolii i gromadzenia się ich w wodzie jeziornej. Nie da się jednoznacznie stwierdzić, czy nastąpiła wymiana zanieczyszczeń ze strefą cmentarną, jednakże zbieżność wyników wskazuje na konieczność zwrócenia uwagi na ten problem.

Tab. 1 Koncentracja wybranych parametrów w wodach podziemnych na Cmentarzu Osobowickim.
Tab. 1. Concentration of selected parameters in ground waters of Osobowicki Cemetery.

Parametr [mg/dm ³]	Cmentarz Osobowicki																	
	Próba nr 1						Próba nr 2						Próba nr 3					
	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03
ChZT _{Mn}	14	9	4,5	9	20	2	3,5	6,5	9,5	9	8,5	3,5	7	9	4	6,5	4,5	5,5
Cl ⁻	96,92	84,21	5,38	97,98	113,59	52,5	51,33	71,47	14,67	71,02	123,57	35,41	84,21	85,2	2,26	70,12	133,78	39,36
SO ₄ ²⁻	113,8	312,9	237,9	277	87	336,2	123,5	317,8	211,9	250,1	80,6	335,4	111,1	180,3	118,1	210,4	79,3	329,7
N-NO ₃	2,491	3,285	15,643	11,659	16,182	7,714	3,467	3,631	8,934	8,764	19,983	7,976	2,136	1,642	5,196	9,274	18,899	6,761
N-NO ₂	0,073	0,198	0,148	0,432	0,113	0,542	0,088	0,239	0,245	0,227	0,101	0,344	0,093	0,113	0,151	0,245	0,127	0,249
NH ₄	0,29	3,06	0,27	1,27	2,65	0,58	0,31	2,76	0,26	1,04	3,31	0,54	0,44	14,48	0,32	1,6	2,79	0,67
PO ₄ ³⁻	4,69	0,45	0,41	0,6	0,57	1,24	3,92	0,53	1,01	1,89	0,48	1,2	4,44	0,26	1,06	0,95	0,56	0,84
K	4,25	1,56	14,97	1,31	7,14	11,48	3,4	2,26	12,32	1,21	22,27	46,69	5,2	1,98	14,02	2,67	8,93	10,7

Tab. 2. Koncentracja wybranych parametrów w wodach podziemnych na Cmentarzu Grabiszyńskim.
Tab. 2. Concentration of selected parameters in ground waters of Grabiszyński Cemetery.

Parametr [mg/dm ³]	Cmentarz Grabiszyński																	
	Próba nr 1						Próba nr 2						Próba nr 3					
	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03
ChZT _{Mn}	24	16,5	3	7	19	27	15	12	10	8,5	5,5	8	7	9	4	6,5	4,5	5,5
Cl ⁻	250,67	99,04	151,89	119,08	187,9	225,29	340,21	94,31	155,85	115,04	190,82	301,81	305,6	117,92	138,42	111,63	182,33	215,04
SO ₄ ²⁻	114,0	175,5	151,9	184,3	91,2	177,7	122,4	193,8	122,2	181,6	91,8	172,6	126,7	178,1	144,6	175,5	96,1	207,0
N-NO ₃	9,693	2,135	2,223	4,664	6,501	4,402	6,783	2,164	1,757	4,532	5,989	2,431	7,438	2,253	2,491	4,369	5,515	1,844
N-NO ₂	0,096	0,098	0,107	0,116	0,087	0,166	0,124	0,249	0,113	0,193	0,156	0,126	0,226	0,104	0,155	0,183	0,215	0,189
NH ₄	0,06	2,16	1,40	0,53	0,87	1,86	0,05	2,12	1,03	0,59	0,77	1,31	0,06	0,69	0,54	0,64	0,80	1,76
PO ₄ ³⁻	3,24	0,25	0,44	0,26	0,88	0,09	4,65	0,35	0,31	0,15	0,81	0,07	2,44	0,23	0,29	0,19	0,34	0,08
K	7,06	1,97	4,34	2,23	8,47	7,6	6,25	2,57	6,40	2,10	7,50	3,95	5,60	2,35	4,42	2,14	8,53	5,11

Tab. 3. Koncentracja wybranych parametrów w wodach podziemnych na Cmentarzu Księża Małe, Pracze Odrzańskie i Maślice.
Tab. 3. Concentration of selected parameters in ground waters of Cemeteries on Księża Małe, Pracze Odrzańskie and Maślice.

Parametr [mg/dm ³]	Księża Małe						Pracze Odrzańskie						Maślice					
	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03
ChZT _{Mn}	7,5	9	3	10	42,5	49	2,5	9	7,5	7	50	9	4,5	6,5	6	4	3,5	12
Cl ⁻	224,47	158,52	62,69	137,17	150,58	159,19	115,69	31,72	126,76	120,25	128,73	115,61	167,83	54,8	35,06	120,25	151,23	178,54
SO ₄ ²⁻	132	189,5	78,7	166,3	77,9	155,8	123,4	190,1	177,7	171,7	82,3	196,6	147,9	109,5	36,9	177,7	91,8	132,1

N-NO ₃	3,457	3,467	5,129	6,187	2,314	5,807	2,442	4,532	17,005	5,602	7,854	27,804	5,762	5,807	1,872	5,979	3,454	6,361
N-NO ₂	0,101	0,234	0,054	0,176	0,113	0,1	0,214	0,483	0,257	0,146	0,322	0,222	0,347	0,144	0,059	0,163	0,071	0,057
NH ₄	1,04	1,14	0,28	0,68	1,02	2,34	1,02	2,57	0,37	0,53	1,31	0,3	0,07	1,6	0,2	0,72	0,54	0,9
PO ₄ ³⁻	8,72	0,26	0,78	0,36	0,33	0,29	3,35	0,2	0,24	0,3	0,46	0,16	1,28	0,46	0,45	0,25	2,36	0,13
K	4,6	4,43	12,54	1,56	1,65	5,42	1,04	1,21	8,42	2,03	2,35	2,49	3,5	1,15	4,72	2,31	3,43	8,34

Tab. 4. Zawartość mierzonych parametrów w wodach podziemnych cmentarza w Leśnicy oraz w wodach powierzchniowych – staw w Leśnicy.

Tab. 4. Concentration of selected parameters in ground waters of Cemeteries In Leśnica and surface waters – pond in Leśnica.

Parametr [mg/dm ³]	Cmentarz w Leśnicy						Staw w Leśnicy (tło)					
	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03	18.03	28.05	27.08	19.10	15.12	31.03
ChZT _{Mn}	6,5	9	7,5	11,5	6,5	6	5,5	6,5	12,5	9	20	7,5
Cl ⁻	110,45	90,76	15,1	37,18	132,22	152,54	123,3	70,112	4,03	30,64	136,54	165,97
SO ₄ ²⁻	113,6	173	175,1	162,2	75,8	249	103,34	122,57	127,09	156,32	70,67	234,62
N-NO ₃	21,529	1,557	13,984	3,178	14,112	11,258	37,359	25,0007	2,946	3,949	21,722	32,822
N-NO ₂	0,042	0,22	0,31	0,496	0,043	0,086	0,020543	0,105502	0,041369	0,053647	0,091039	0,045667
NH ₄	0,05	1,98	0,47	0,84	0,65	0,33	0,013	0,015675	0,28	0,764336	0,499417	0,287143
PO ₄ ³⁻	0,09	0,29	0,28	0,82	0,5	0,76	0,0715	0,2420	0,363	0,3245	0,223	0,308
K	6,5	2,36	12,51	4,22	0,98	6,29	6,5	2,36	12,51	4,22	0,98	6,29

LITERATURA

- Charzyński P., Bednarek R., Żołnowska B., 2010: Characteristics of the soils of Toruń cemeteries. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1 – 6 August 2010, Brisbane, Australia.
- Dent B.B., 2002: The Hydrogeological Context of Cemetery Operations and Planning in Australia, PhD Thesis, University of Technology, Sydney.
- Engelbrecht J.F.P., 1998: Groundwater pollution from cemeteries. The Water Institute of Southern Africa, Biennial Conference and Exhibition 1: 1-8.
- Forbes S.L., Stuart B.H., Dent B.B., 2005: The effect of the method of burial on adipocere formation. *Forensic Science International* 154: 44-52.
- Kim K-H, Hall M.L., Hart A., Pollard S.J.T., 2008: A survey of green burial sites in England and Wales and an assessment of the feasibility of a groundwater vulnerability tool. *Environmental Technology* 29, 1: 1-27.
- Kondracki J., 2002: *Geografia Regionalna Polski*. PWN, Warszawa: 169-173.
- Rodrigues L., Pacheco A., 2003: Groundwater contamination from cemeteries cases of study. *Environmental 2010: Situation and Perspectives for the European Union* 6-10 May 2003. Porto, Portugal: 1-6.
- Spongberg A.L., Becks P.M., 2000: Inorganic soil contamination from cemetery leachate. *Water, Air, and Soil Pollution* 117: 313-327.
- Żychowski J., Lach J., Kolber M., 2000: Właściwości fizyczno-chemiczne wód podziemnych nekropolii Polski południowo-wschodniej. W: J. Burchard (red.), *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*. Tom I. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 249-261.
- Żychowski J., Lach J., Kolber M. 2002: Zróżnicowanie zawartości lizyny i kwasu glutaminowego w wodach podziemnych na wybranych cmentarzach w Polsce południowo - wschodniej. W: Burchard J.(red.), *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*, Tom II. Wydawnictwo. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 241- 251.
- Żychowski J., Lach J., Kolber M., 2007: Wpływ podłoża z masowym pochówkiem z II wojny światowej na skład chemiczny wód gruntowych. W: J. Burchard (red.), *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*. Tom V. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 349-358.

Aleksandra Brożek

*Zakład Geologii Morza, Instytut Oceanografii, Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański,
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia; oceabro@ug.edu.pl*

OCENA PODATNOŚCI WÓD PODZIEMNYCH GZWP NR 129 NA ZANIECZYSZCZENIA METODĄ DRASTIC Z WYKORZYSTANIEM OPROGRAMOWANIA GIS (NA PRZYKŁADZIE ZBIORNIKA DOLINA RZEKI DOLNA OSA)

Brożek A. **Evaluation of the groundwater of the MGWB no 129 vulnerability by the drastic system using gis software based on the lower Osa River valley basin.** This paper presents the results of the analysis of the groundwater vulnerability by using the DRASTIC system. It is a system which can be used to evaluate the groundwater pollution potential. The acronym DRASTIC refers to seven factors utilized in the rating system: Depth of groundwater (D), Net Recharge (R), Aquifer Media (A), Soil Media (S), Topography (T), Impact of the Vadose Zone (I), and Hydraulic Conductivity (C). These factors are adjusted by weighting coefficient and summed to calculate the DRASTIC index. The values of the DRASTIC index are grouped in order to differentiate categorical index ranges. The higher the calculated index is, the higher probability of some contamination to migrate into the groundwater table. The model DRASTIC was made for the area of the major groundwater basin number 129 (MGWB No 129).

Słowa kluczowe: podatność wód podziemnych, zanieczyszczenie wód podziemnych, indeks DRASTIC, Główny Zbiornik Wód Podziemnych nr 129

Zarys treści

Niniejszy artykuł przedstawia wyniki analizy podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia przy zastosowaniu systemu DRASTIC. System ten pozwala na ocenę możliwości potencjalnego zanieczyszczenia wód podziemnych. Nazwa systemu jest akronimem utworzonym z pierwszych liter nazw siedmiu czynników, posiadających najistotniejszy wpływ na zdolność przenikania zanieczyszczeń z powierzchni terenu do warstwy wodonośnej: głębokość zwierciadła wody gruntowej (D), zasilanie warstwy wodonośnej (R), budowa warstwy wodonośnej (A), rodzaj gleby (S), topografia (T), wpływ strefy aeracji (I) oraz wodoprzewodność warstwy wodonośnej (C). Sumując iloczyny wag i rang poszczególnych czynników otrzymujemy wartość indeksu DRASTIC. Ze względu na wartość indeksu DRASTIC można wyróżnić różne kategorie zagrożeń (klasy podatności) jakości wód podziemnych. Im wyższa jest wartość indeksu DRASTIC, tym większa jest podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie. Model DRASTIC wykonano dla Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 129 (GZWP nr 129).

WPROWADZENIE

Istotną rolę w rozwoju gospodarczym i przemysłowym każdego kraju odgrywają wody podziemne. Woda podziemna jest w pewnym stopniu naturalnie chroniona przez nadległą pokrywę glebową i skały, ale mimo to część zanieczyszczeń może dostawać się do warstwy wodonośnej. Istotne jest więc zapewnienie im odpowiedniego poziomu ochrony. Aby pomóc w ochronie najbardziej zagrożonych zbiorników wód podziemnych dokonuje się oceny ich podatności na zanieczyszczenia. Zgodnie z definicją podawaną przez VRBE i ZAPOROZCA (1994), podatność to naturalna właściwość systemu wód podziemnych, która zależy od wrażliwości na czynniki antropogeniczne i naturalne. A zatem ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia opiera się na analizie czynników, które decydują o zdolności migracji zanieczyszczeń, do których należą m. in. właściwości warstwy glebowej, właściwości hydrogeologiczne strefy aeracji i saturacji, zasilanie, przepływ, drenaż oraz topografia terenu.

Mamy do dyspozycji wiele metod i wybór odpowiedniej uzależniony jest w szczególności od ilości i jakości danych, jakie możemy pozyskać. Mając dużo szczegółowych danych o warunkach hydrogeologicznych badanego obszaru można wykonać dokładniejszą mapę obrazującą podatność wód na zanieczyszczenia. Niniejszy artykuł jest próbą oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia metodą DRASTIC.

CHARAKTERYSTYKA I ZASTOSOWANIE SYSTEMU DRASTIC

Jedną z popularnych metod oceny podatności naturalnej wód podziemnych na zanieczyszczenia jest metoda DRASTIC, zalecana przez Amerykańską Agencję Ochrony Środowiska USEPA (ALLER i in., 1987; vide MACIOSZCZYK, 2006). W systemie DRASTIC uwzględnia się 7 czynników, mających najistotniejszy wpływ na możliwości przenikania zanieczyszczeń z powierzchni terenu do warstwy wodonośnej.

W nazwie systemu zawarte są symbole owych kryteriów (parametrów) uwzględnianych w ocenie:

Składnik DRASTIC	Współczynnik wagowy
D (Depth to groundwater) – głębokość zwierciadła wody gruntowej	5
R (Recharge) – zasilanie warstwy wodonośnej	4
A (Aquifer media) – budowa warstwy wodonośnej	3
S (Soil media) – rodzaj gleb	2
T (Topography) – topografia	1
I (Impact of vadose zone) – wpływ strefy aeracji	5
C (Conductivity) – wodoprzewodność warstwy wodonośnej	3

Każdemu czynnikowi, w zależności od jego roli w procesie migracji zanieczyszczeń, przypisany jest różny stopień ważności, czyli waga w skali od 1 do 5. Następnie w ramach każdego kryterium wyróżnia się klasy wartości uwzględnianego parametru i przypisuje się im rangę, tj. określoną ocenę punktową w skali od 1 do 10.

Wartość indeksu DRASTIC oblicza się jako sumę iloczynów wag (D_w, R_w itd.) i rang (D_r, R_r itd.) poszczególnych kryteriów:

$$\text{Indeks DRASTIC} = D_R D_w + R_R R_w + A_R A_w + S_R S_w + T_R T_w + I_R I_w + C_R C_w$$

gdzie:

D (Depth to groundwater) – głębokość zwierciadła wody gruntowej, $D_w = 5$

R (Recharge) – zasilanie warstwy wodonośnej, $R_w = 4$

A (Aquifer media) – budowa warstwy wodonośnej, $A_w = 3$

S (Soil media) – rodzaj gleby, $S_w = 2$

T (Topography) – topografia, $T_w = 1$

I (Impact of vadose zone) – wpływ strefy aeracji, $I_w = 5$

C (Conductivity) – wodoprzewodność warstwy wodonośnej, $C_w = 3$

Im wyższa jest wartość indeksu DRASTIC, tym większa jest podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie. Ze względu na wartość indeksu DRASTIC można wyróżnić różne kategorie zagrożeń (klasy podatności) jakości wód podziemnych (tab. 1).

Tabela 1. Kategorie zagrożenia wód podziemnych
Table 1. Categories of the risk of groundwater

Indeks DRASTIC	< 100	101 - 140	141 - 200	> 200
Kategoria zagrożenia	niska	średnia	duża	bardzo duża

Zródło: ENGEL, NAVULUR, 1999, vide KAJEWSKI, 2001

Końcowym etapem tej metody jest sporządzenie mapy przestrzennego rozkładu indeksu DRASTIC. Może ona być wykonana w formie map izolinii lub map barwnych.

System DRASTIC jest standardowym narzędziem wykorzystywanym w zarządzaniu zasobami wodnymi, w założeniu przeznaczony do ocen regionalnych (minimalny obszar oceny powinien być większy od około 0,5 km²). Możliwe jest jednak określanie wartości systemu DRASTIC dla wskazanego miejsca, gdzie zlokalizowany jest obiekt bądź inwestycja szkodliwa dla środowiska. Wówczas

wykorzystanie systemu DRASTIC będzie sprowadzało się do obliczenia wartości indeksu DRASTIC dla tego wskazanego miejsca. Ocenę podatności konkretnego miejsca można będzie wykonać na podstawie jednego lub kilku otworów geologiczno-inżynierskich (hydrogeologicznych). Częściej jednak stosuje się system DRASTIC w celu oceny potencjalnego zagrożenia jakości wód podziemnych większych obszarów takich jak zlewnia czy jednostka podziału terytorialnego kraju, jak gmina, powiat. Wykorzystując system DRASTIC możliwe będzie opracowanie mapy powierzchniowego rozkładu indeksu DRASTIC na analizowanym terenie, co pozwoli na wskazanie na badanym obszarze miejsc, w którym planowana inwestycja w najmniejszym stopniu będzie zagrażała wodom podziemnym. A zatem wykorzystanie systemu DRASTIC w taki sposób będzie stanowiło pewnego rodzaju waloryzację większych obszarów z punktu widzenia ochrony jakości wód podziemnych, co jednocześnie będzie miało wpływ na decyzje o lokalizacji obiektów szkodliwych dla środowiska czy działań i przedsięwzięć, mogących zanieczyścić środowisko (KAJEWSKI, 2001).

OBSZAR BADAŃ – GŁÓWNY ZBIORNIK WÓD PODZIEMNYCH NR 129

Stopień zagrożenia wód podziemnych przez zanieczyszczenia oceniony został dla obszaru Głównego Zbiornika Wód Podziemnych (GZWP) nr 129 o nazwie: Dolina rzeki dolna Osa. Niniejszy teren położony jest w północnej części województwa kujawsko-pomorskiego. Został on wydzielony w obrębę prawo i lewobrzeżnej części doliny Wisły w rejonie miasta Grudziądz. Jako GZWP rozumiany jest naturalny zbiornik wodny znajdujący się pod powierzchnią terenu, gromadzący wody podziemne i spełniający szczególne kryteria jakościowe i ilościowe.

Utwory wodonośne GZWP nr 129 są wieku czwartorzędowego. Jest to zbiornik porowy o łącznej powierzchni około 112 km². Kompleks osadów czwartorzędowych na obszarze zbiornika budują głównie osady piaszczysto-żwirowe o zróżnicowanej genezie. Kompleks ten lokalnie rozdzielony jest nieciągłą warstwą glin, ilów lub mułków. Na obszarze zbiornika podstawowe znaczenie dla zaopatrzenia w wodę ma czwartorzędowy poziom wodonośny związany z osadami dolinnymi interglacjału emskiego i osadami tarasów rzecznych. Wielkość zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zbiornika wynosi 80 tys. m³/d (KLECZKOWSKI, 1990, 1998).

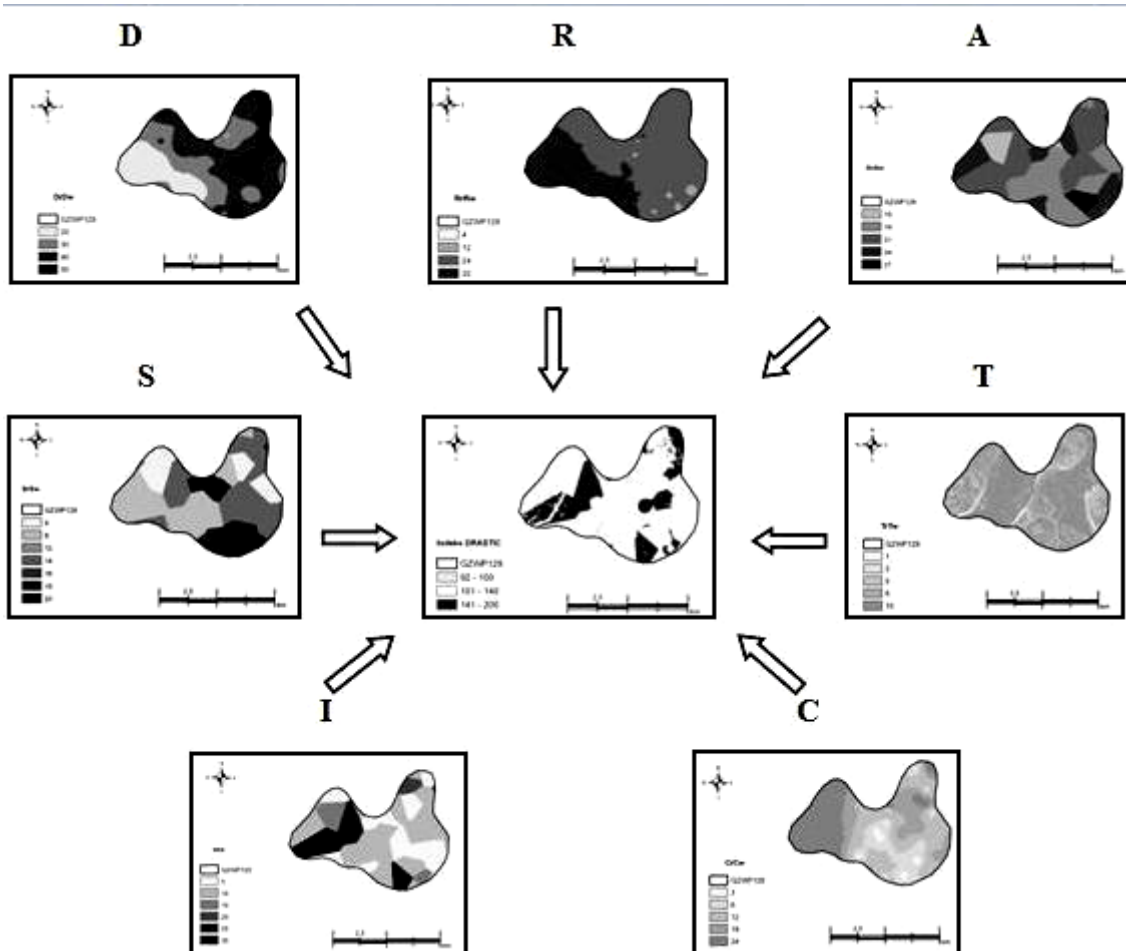
Obszar zbiornika charakteryzuje się wyraźną dwudzielnością form zagospodarowania i użytkowania terenu. Osią dzielącą te rejony jest rzeka Wisła. W części lewobrzeżnej zbiornika zagrożenia antropogeniczne dla jakości wód podziemnych związane są z rolniczym charakterem użytkowania gruntów w dolinie Wisły, jak również z istnieniem zakładów usługowych, stacji paliw, składowiskiem odpadów oraz dróg o dużym natężeniu ruchu. W części prawobrzeżnej położone jest miasto Grudziądz, którego zabudowa mieszkalna i przemysłowa stanowi znaczącą część obszaru tej części zbiornika. Obszar zwartej zabudowy mieszkalno-przemysłowej miasta Grudziądz można zaliczyć do obszarów o znaczącej antropopresji na jakość wód podziemnych.

OCENA ZAGROŻENIA WÓD PODZIEMNYCH NA TERENIE GZWP NR 129

Analizę przestrzennej zmienności indeksu DRASTIC na obszarze GZWP nr 129 wykonano przy pomocy programu ArcEditor v. 9.3.1. Oprogramowanie to daje możliwości stworzenia każdego elementu indeksu DRASTIC (SOPER, 2006). Istniejące jako punkt lub zbiory wektorowe dane wykorzystane do indeksu DRASTIC zostały przekonwertowane do formatu rastrowego o wielkości komórki rastra 47 x 47 m. Mapa hydroizobat wody gruntowej została wykonana na podstawie przestrzennej interpolacji danych punktowych poziomu zwierciadła wody gruntowej w otworach hydrogeologicznych. Mapa natężenia infiltracji efektywnej została wykonana na podstawie mapy geologicznej utworów powierzchniowych. Infiltrację opadów atmosferycznych obliczono dla poszczególnych typów utworów, wykorzystując właściwe wskaźniki infiltracji według Z. Pazdry (PAZDRO, KOZERSKI, 1990). Wodoprzewodność warstwy wodonośnej obliczono mnożąc miąższość warstwy wodonośnej przez wielkość współczynnika filtracji utworów ją budujących. Mapy rastrowe dla warstwy głębokości zwierciadła wód podziemnych (D), zasilania (R) oraz wodoprzewodności warstwy wodonośnej (T) zostały wykonane przy wykorzystaniu metod interpolacji: *IDW*, *Natural Neighbor* oraz *Kriging (Ordinary)*. Mapę przedstawiającą budowę warstwy wodonośnej (A), strefy aeracji (I) oraz rodzaje gleb (S) otrzymano przy zastosowaniu funkcji alokacji (*Allocation*). W celu jej wykonania przypisano poszczególnym utworom kody (liczby całkowite). Wysokościowy model terenu (DEM) utworzono wykorzystując mapę numeryczną SRTM 90m w formacie GeoTIFF, udostępniany z portalu CGIAR-CSI (CGIAR Consortium for Spatial Information) w układzie odniesienia WGS84. Na jego podstawie wykonano następnie mapę spadków terenu przy użyciu funkcji *Slope* (URBAŃSKI, 2008).

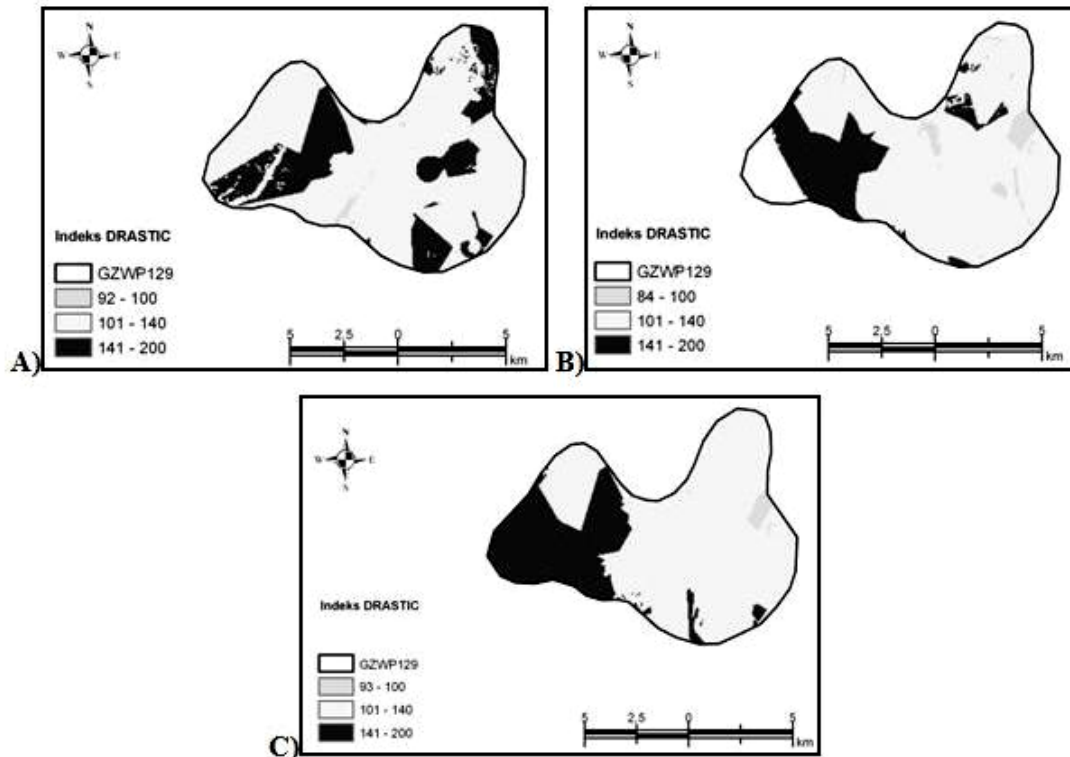
Otrzymane w wyniku interpolacji czy alokacji wartości poszczególnych parametrów zostały sklasyfikowane (*Classification*), następnie zostały poddane reklasyfikacji (*Reclassify*) w wyniku której poszczególnym klasom przypisano odpowiednie wartości liczbowe w skali od 1 do 10 tzw. rangi. Dla każdej warstwy rastrowej obliczono iloczyn rang i wag, tj. $D_R D_W$, $R_R R_W$, $A_R A_W$, $S_R S_W$, $T_R T_W$, $I_R I_W$ i $C_R C_W$. Dodawanie warstw rastrowych stworzonych dla każdego elementu hydrogeologicznego przy użyciu funkcji kalkulatoryjnej *Raster Calculator* doprowadziło do powstania zintegrowanego modelu DRASTIC pokazującego, gdzie w analizowanym obszarze istnieje potencjalne zagrożenie zanieczyszczenia wód podziemnych (rys. 1).

Wyniki zostały zilustrowane w postaci mapy podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia na analizowanym terenie GZWP nr 129 (rys. 2).



Rys. 1. Model DRASTIC (*Raster Calculator*)
Fig. 1. DRASTIC model

Stworzone mapy podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia pozwoliły na wydzielenie w obrębie GZWP nr 129 obszarów o różnej wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenia. Dla analizowanego terenu najmniejsza wartość indeksu DRASTIC wynosi 84-93, w zależności od zastosowanej metody interpolacji (IDW, Natural Neighbor czy Kriging), zaś najwyższa sięga 200. Obszary o niskiej podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia stanowią około 17%. Obszary o średniej i wysokiej podatności na zanieczyszczenia zajmują porównywalnie podobny procent powierzchni całkowitej zbiornika, odpowiednio: 48% i 35%. Znaczna powierzchnia obszaru o wartości indeksu przekraczającej 140, co – zgodnie z tab. 1 – wskazuje na tereny o dużej podatności na zanieczyszczenia wód podziemnych, zajmuje zachodnią część zbiornika. Zakładając hipotetycznie, że celem przeprowadzonej analizy jest wskazanie najważniejszej z punktów ochrony jakości wód podziemnych lokalizacji składowiska odpadów, przedstawiona mapa (ryc. 2) bardzo wyraźnie wskazuje rejony, w których mogłoby ono zostać wybudowane. Analizując więc wady i zalety tej metody badawczej należy uznać, iż jest ona warta szerszego rozpropagowania i godna zalecenia do stosowania w praktyce hydrogeologicznej oraz w zadaniach ochrony środowiska także i w naszym kraju.



Rys. 2. Mapa przestrzennego rozkładu indeksu DRASTIC na terenie GZWP nr 129: A – IDW, B - Natural Neighbor, C – Kriging

Fig. 2. Spatial distribution of the DRASTIC index map in GZWP 129 number

LITERATURA

- Kajewski I., 2001: Zastosowanie systemu DRASTIC do oceny zagrożenia wód podziemnych. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, t. X, część 2, s. 63-68.
- Kleczkowski A., 1998: Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) w Polsce – własności hydrogeologiczne, jakość wód, badania modelowe, Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Kleczkowski A., 1990: Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000), Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Macioszczyk A. (red.), 2006: *Podstawy hydrogeologii stosowanej*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Pazdro Z., Kozerski B. (red.), 1990: *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Soper R.C., 2006: Groundwater vulnerability to agrochemicals: A GIS-based DRASTIC model analysis of Carroll, Chariton, and saline counties, Missouri, USA. A Thesis presented to the Faculty of the Graduate School, University of Missouri-Columbia.
- Urbański J., 2008: *GIS w badaniach przyrodniczych*. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Vrba J., Zaporozec A., 1994: Guidebook on mapping groundwater vulnerability. International Association of Hydrogeologists–International Contributions to Hydrogeology 16.

Barbara Brzóska, Adam Jaczewski

*Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Państwowy Instytut Badawczy, Podleśna 61, 01-673 Warszawa,
Barbara.Brzoska@imgw.pl*

NAJBLIŻSZE DWUDZIESTOLECIE W ŚWIETLE WYNIKÓW REGIONALNEGO MODELOWANIA NA PODSTAWIE WYBRANYCH WSKAŹNIKÓW TERMICZNYCH

Brzóska B., Jaczewski A. **Following two decades in the light of the results of regional modeling, based on selected temperature indicators.** The aim of this study is to determine the future climate conditions over Poland by the year 2030 for selected emission scenarios based on simulations of a dynamic regional climate model RegCM. Regional climate simulations for Poland were nested in the ECHAM5 GCM experiment EH5-T63L31_OM-GR1.5L40 made for the IPCC AR4 Report, in the Max-Planck Institute in Hamburg. Reference simulation (RF) for the period 1971-1990 is an experiment 20C3M, while projections for the period 2011-2030 were performed for the SRES scenarios A2, A1B and B1. Detailed scenarios of temperature changes were developed for the area 13°-24°E and 48°-55°N covering the entire country with a horizontal resolution of 0,25°×0,25°. For all simulations selected indices of thermal extremes and their differences between the scenario simulations and the reference were calculated, both for the entire period and for each season.

Słowa kluczowe: wskaźniki termiczne, modelowanie, symulacja referencyjna

Zarys treści

Celem pracy jest określenie przyszłych warunków klimatycznych na obszarze kraju do roku 2030 dla wybranych scenariuszy emisyjnych w oparciu o symulacje z dynamicznego regionalnego modelu klimatu RegCM. Symulacje klimatyczne dla Polski przeprowadzono w oparciu o wyniki eksperymentu EH5-T63L31_OM-GR1.5L40 wykonanego w ramach obliczeń dla potrzeb czwartego raportu IPCC AR4 w Instytucie Maxa-Plancka w Hamburgu. Symulacją referencyjną (RF) dla okresu 1971-1990 jest eksperyment 20C3M, natomiast projekcje dla okresu 2011-2030 wykonano dla scenariuszy SRES A2, A1B i B1. Szczegółowe scenariusze zmian temperatury opracowano dla obszaru 13°-24°E oraz 48°-55°N obejmującego całą Polskę z rozdzielczością poziomą 0,25°×0,25°. Dla wszystkich symulacji zostały policzone wybrane termiczne wskaźniki klimatyczne oraz różnice wartości wskaźników pomiędzy symulacjami scenariuszowymi a symulacją referencyjną, zarówno dla całego badanego okresu jak i dla poszczególnych sezonów.

WSTĘP

Numeryczne modele klimatu odgrywają kluczową rolę w zrozumieniu przyszłych zmian klimatu. Modele globalne, opierające się na wielkoskalowych modelach ogólnej cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej oraz globalnych reanalizach, posiadają stosunkowo małą rozdzielczość rzędu 200-500 km i nie są w stanie dostarczyć dokładnych informacji na temat zmian w skali regionalnej. Modele regionalne korzystają z wyników modeli globalnych (są one danymi początkowymi i brzegowymi), ale uwzględniają również lokalną zmienność wielu parametrów w modelu, a także bardziej szczegółową orografię (rozdzielczość przestrzenna modeli regionalnych waha się od 7 km do 50 km). Dzięki temu można obserwować zmiany wybranych elementów klimatu z dużo większą dokładnością, a także prognozować zjawiska ekstremalne występujące na małych obszarach.

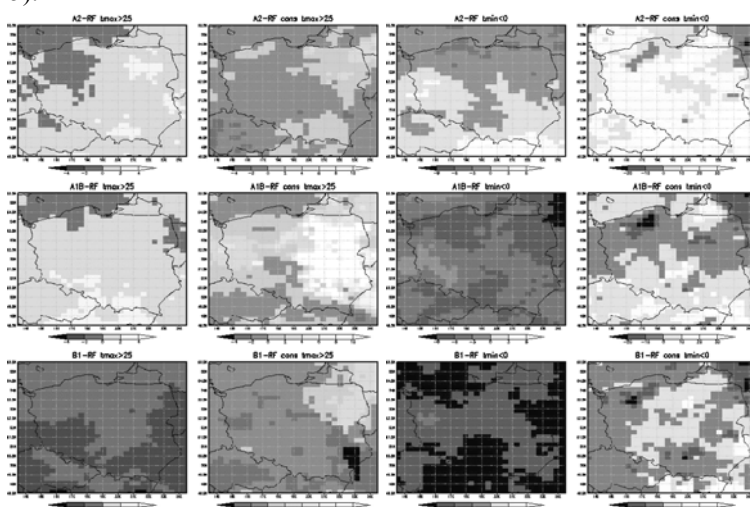
METODYKA BADAŃ I CHARAKTERYSTYKA OSIĄGNIĘTYCH WYNIKÓW

W pracy wykorzystano wyniki regionalnego modelu klimatu RegCM3, opracowanego w Międzynarodowym Centrum Fizyki Teoretycznej w Trieście (ICTP). Symulacja referencyjna (RF) przeprowadzona

została dla lat 1971-1990, natomiast symulacje scenariuszowe dla lat 2011-2030. Dane początkowe i brzegowe pochodziły z globalnego modelu atmosfery ECHAM5, sprzężonego z modelem oceanu MPIOM. Symulacją referencyjną dla okresu 1971-1990 był eksperyment 20C3M, natomiast projekcje dla okresu 2011-2030 wykonane zostały dla trzech scenariuszy SRES A1B, A2 i B1.

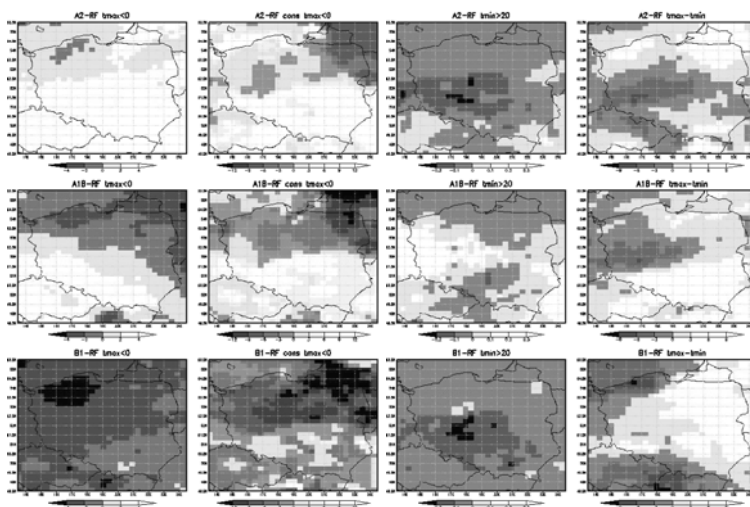
Dla całego badanego okresu i dla każdego węzła policzono liczbę dni gorących, czyli liczbę dni z temperaturą maksymalną (T_{max}) powyżej $25^{\circ}C$ oraz maksymalną długość fali dni gorących – maksymalną liczbę następujących po sobie dni z $T_{max}>25^{\circ}C$; liczbę dni przymrozkowych, czyli liczbę dni z temperaturą minimalną (T_{min}) poniżej $0^{\circ}C$ oraz maksymalną długość fali dni przymrozkowych – maksymalną liczbę następujących po sobie dni z $T_{min}<0^{\circ}C$; liczbę dni mroźnych (liczbę dni z $T_{max}<0^{\circ}C$) oraz maksymalną długość fali dni mroźnych – maksymalną liczbę następujących po sobie dni z $T_{max}<0^{\circ}C$; liczbę nocy tropikalnych (liczbę dni dla której $T_{min}>20^{\circ}C$); a także maksymalną dobową amplitudę temperatury czyli różnicę pomiędzy T_{max} i T_{min} . Dla sezonu zimowego policzono liczbę dni przymrozkowych i mroźnych oraz dobową amplitudę temperatury, dla sezonu letniego – liczbę dni gorących, liczbę nocy tropikalnych oraz dobową amplitudę temperatury, a dla sezonów wiosennego i jesiennego – liczbę dni gorących, przymrozkowych i mroźnych oraz dobową amplitudę temperatury.

Analizie poddane zostały różnice pomiędzy wskaźnikami klimatycznymi pochodzącymi z prognoz i z symulacji referencyjnej. Wspomniane różnice rozpatrywano w ujęciu rocznym (rys. 1-2), jak i sezonowym (rys. 3-5).



Rys. 1 Średnia 20-letnia różnica liczby dni gorących (kolumna I), przymrozkowych (kolumna III), maksymalnej długości fali gorąca (kolumna II) i fali dni przymrozkowych (kolumna IV), pomiędzy symulacjami scenariuszowymi (A2, A1B, B1) a symulacją referencyjną (RF).

Fig. 1 Average differences between the scenario simulations (A2, A1B, B1) and the references (RF) for summer days (column I), frost days (column III), consecutive summer days (column II) and consecutive frost days (column IV).



Rys. 2 Średnia 20-letnia różnica liczby dni mroźnych (kolumna I), nocy tropikalnych (kolumna III), maksymalnej długości fali dni mroźnych (kolumna II) i amplitudy temperatur (kolumna IV), pomiędzy symulacjami scenariuszowymi (A2, A1B, B1) a symulacją referencyjną (RF).

Fig. 2 Average differences between the scenario simulations (A2, A1B, B1) and the references (RF) for ice days (column I), tropical nights (column III), consecutive ice days (column II) and amplitude of temperature (column IV).

Dla prognoz na podstawie scenariuszy A2 i A1B obserwuje się niewielki wzrost liczby dni gorących na większości obszaru Polski (2–3 dni w roku), natomiast dla prognozy na podstawie scenariusza B1 - spadek liczby dni gorących o 3–4 dni w roku (rys. 1, kolumna I). Wzrost długości fali dni gorących pokazuje właściwie jedynie prognoza na podstawie scenariusza A1B, według której długość tego okresu wzrasta nawet o 11 dni dla Polski centralno-wschodniej. Pozostałe prognozy pokazują skrócenie długości fali dni gorących, dochodzące do 4 dni dla Polski południowo-wschodniej według scenariusza B1 (rys. 1, kolumna II).

Największy spadek liczby dni przymrozkowych obserwuje się według prognozy na podstawie scenariusza B1 (10–11 dni w roku na obszarze całej Polski), trochę mniejszy dla prognozy na podstawie scenariusza A1B (4–7 dni w roku), natomiast na podstawie scenariusza A2 dla Polski północnej – spadek o 1 do 4 dni w roku, natomiast dla Polski południowej – wzrost o 1 do 4 dni w roku (rys. 1, kolumna III). Inaczej kształtuje się rozkład długości fali dni przymrozkowych – dla Polski południowej, według prognozy na podstawie scenariusza A2 obserwuje się wzrost długości tego okresu od 10 do 25 dni, a według prognoz na podstawie scenariuszy A1B i B2 skrócenie długości tego okresu o 10 do 20 dni, dla reszty kraju dość nieregularnie rozłożone obszary wzrostów bądź skracanie się tego okresu do 10 dni (rys. 1, kolumna IV).

Prognoza na podstawie scenariusza B1 pokazuje spadek liczby dni mroźnych na obszarze całej Polski, nawet do 5 dni w roku w Polsce północno-wschodniej, prognoza na podstawie scenariusza A2 – wzrost liczby dni mroźnych – największy dla Polski południowo-wschodniej dochodzący do 5 dni w roku. Natomiast prognoza na podstawie scenariusza A1B – spadek liczby dni mroźnych o 1–2 dni w roku dla Polski północno-wschodniej oraz wzrost do 4–5 dni dla Polski południowo-zachodniej (rys. 2, kolumna I). Analogicznie wygląda rozkład długości fali dni mroźnych – prognoza długości tego okresu najbardziej skraca się na podstawie scenariusza B1 (nawet o 12 dni), a najbardziej wydłuża na podstawie scenariusza A2, także o 12 dni (rys. 2, kolumna II).

Zmiana liczby dni upalnych według prognozy na podstawie scenariusza A1B jest dodatnia, natomiast według pozostałych – ujemna. Jest ona jednak bardzo niewielka, oscylująca w granicy –0,3 do +0,3 dnia na rok w badanym dwudziestolecu (rys. 2, kolumna III).

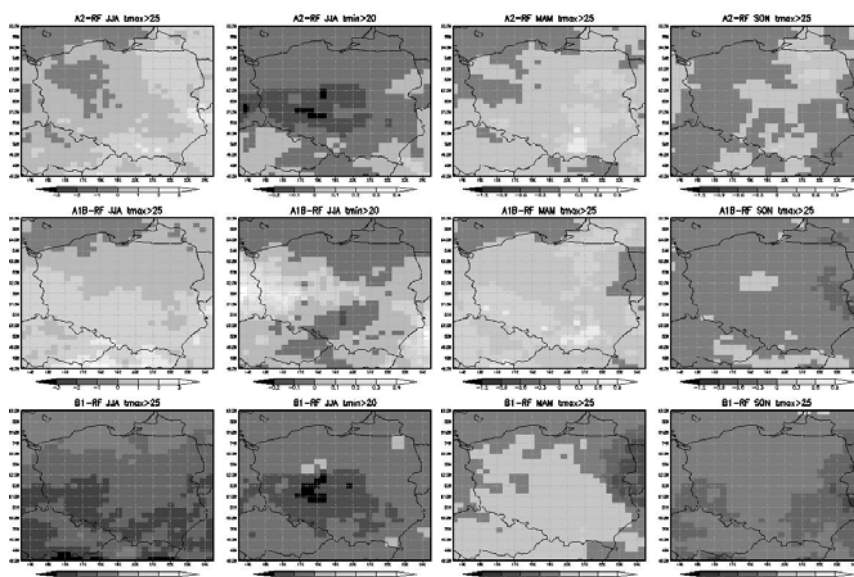
Również rozkład spadków i wzrostów maksymalnej amplitudy temperatury dla badanego okresu według prognoz na podstawie wszystkich scenariuszy jest dość nieregularny na obszarze Polski, dla scenariusza A1 dominuje zmniejszenie się amplitudy (do 8 °C), dla A1B - wzrost dochodzący do 8 °C, i dla B1 także wzrost, ale mniejszy, do 6 °C (rys. 2, kolumna IV).

Analizując zmiany wskaźników klimatu w podziale na poszczególne sezony, obserwujemy spadek liczby dni gorących jesienią (rys. 3, kolumna IV), według prognoz na podstawie wszystkich scenariuszy, oraz dość duży spadek liczby dni gorących latem według prognozy na podstawie scenariusza B1 (o 2–3 dni). Prognozy na podstawie scenariuszy A2 i A1B pokazują niewielki wzrost liczby dni gorących w lecie, o 1–2 dni (rys. 3, kolumna I). Wszystkie prognozy pokazują bardzo niewielki wzrost liczby dni gorących wiosną (rys. 3, kolumna III). Prognoza liczby dni upalnych dla lata jest identyczna z tą dotyczącą całego roku, co oczywiście wynika z faktu występowania dni z $T_{\min} > 20^{\circ}\text{C}$ jedynie latem (rys. 3, kolumna II).

Wszystkie prognozy pokazują spadek liczby dni przymrozkowych zimą, nawet do 7–8 dni (rys. 4, kolumna I). Spadek liczby dni przymrozkowych obserwujemy także jesienią według prognoz na podstawie scenariuszy A1B i B1, a dla scenariusza A2 – niewielki wzrost – do 2 dni (rys. 4, kolumna IV). Wiosną, niewielki spadek liczby dni przymrozkowych obserwujemy według prognozy na podstawie scenariusza B1, natomiast dla pozostałych scenariuszy prognozowany jest wzrost dni z $T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$, nawet do 5 dni dla A2 (rys. 4, kolumna III).

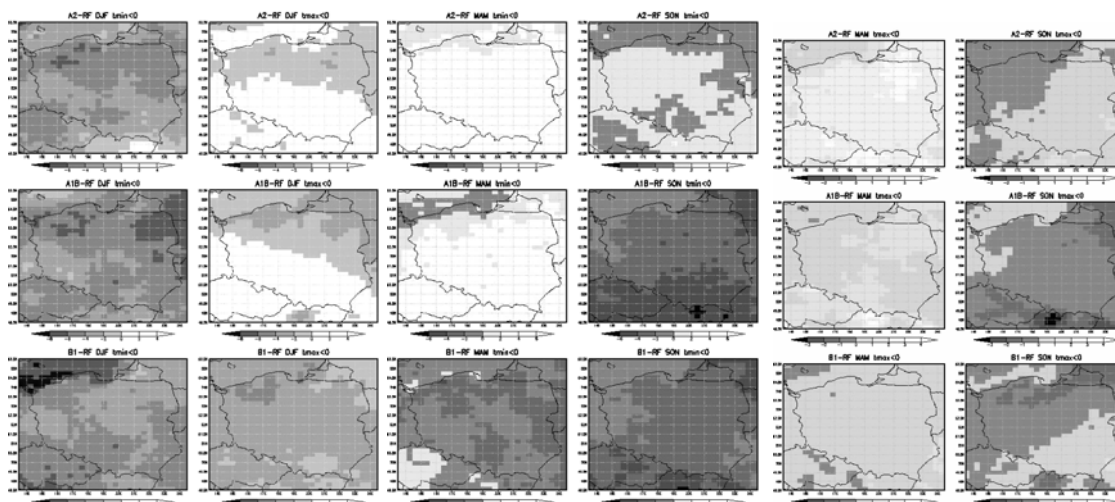
Rozkład liczby dni mroźnych zimą jest bardzo zbliżony do rozkładu liczby dni mroźnych w ciągu całego roku. Spadek liczby dni z $T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$ obserwujemy dla całej Polski według prognozy na podstawie scenariusza B1, oraz dla Polski północnej na podstawie scenariuszy A2 i A1B (rys. 4, kolumna II). Wiosną wszystkie prognozy pokazują wzrost liczby dni mroźnych (rys. 4, kolumna V), natomiast jesienią – spadek lub niewielki wzrost – o 1 dzień (rys. 4, kolumna VI).

Amplituda temperatury zmniejsza się latem (nawet o 6 °C, rys. 5, kolumna II) i jesienią (nawet o 10 °C, rys. 5, kolumna IV) według prognoz na podstawie wszystkich scenariuszy. Wiosną obserwuje się zarówno jej zmniejszenie, głównie dla Polski wschodniej, jak i zwiększenie – w Wielkopolsce (rys. 5, kolumna III), natomiast zimą – głównie wzrost amplitudy dochodzący do 10 °C (rys. 5, kolumna I).



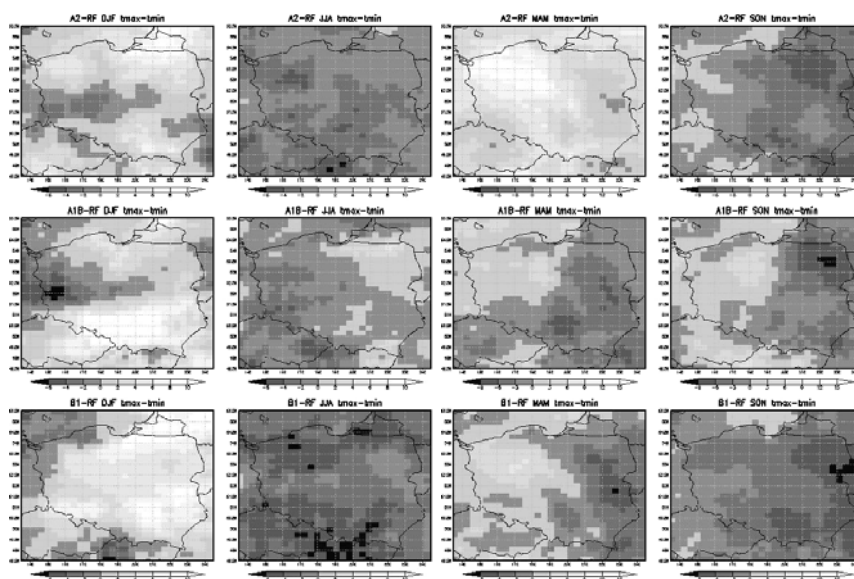
Rys. 3 Średnia 20-letnia różnica liczby dni gorących dla lata (kolumna I), wiosny (kolumna III) i jesieni (kolumna IV) oraz nocy tropikalnych dla lata (kolumna II), pomiędzy symulacjami scenariuszowymi (A2, A1B, B1) a symulacją referencyjną (RF)

Fig. 3 Average differences between the scenario simulations (A2, A1B, B1) and the references (RF) for the summer days for summer (column I), spring (column III) and autumn (column IV) and tropical nights for summer (column II)



Rys. 4 Średnia 20-letnia różnica liczby dni przymrozkowych dla zimy (kolumna I), wiosny (kolumna III) i jesieni (kolumna IV) oraz mroźnych dla zimy (kolumna II), wiosny (kolumna V) i jesieni (kolumna VI), pomiędzy symulacjami scenariuszowymi (A2, A1B, B1) a symulacją referencyjną (RF).

Fig. 4 Average differences between the scenario simulations (A2, A1B, B1) and the references (RF) for the frost days for winter (column I), spring (column III) and autumn (column IV) and ice days for winter (column II) spring (column V) and autumn (column VI).



Rys. 5 Średnia 20-letnia różnica amplitudy temperatury dla zimy (kolumna I), lata (kolumna II), wiosny (kolumna III) i jesieni (kolumna IV), pomiędzy symulacjami scenariuszowymi (A2, A1B, B1) a symulacją referencyjną (RF).

Fig. 5 Average differences between the scenario simulations (A2, A1B, B2) and the references (RF) for the amplitude of temperature for winter (column I), summer (column II), spring (column III) and autumn (column IV).

Praca została zrealizowana w ramach projektu KLIMAT „Wpływ zmian klimatu na społeczeństwo, środowisko i gospodarkę” nr POIG.01.03.01-14-011/08 w ramach Programu Operacyjnego Innowacyjna Gospodarka, współfinansowanego ze środków Europejskiego Funduszu Rozwoju Regionalnego.

LITERATURA

- Elguindi, N.; Bi, X.; Giorgi, F.; Nagarajan, B.; Pal, J.; Solomon, F.; Rauscher, S. & Zakey, A. (2007). RegCM Version 3.1, User's Guide, pp.
- Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation Climate Data and Monitoring WCDMP-No.72 WMO 2009

Marta Chmielewska

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

MORFOLOGICZNE PRZEMIANY ŚRÓDMIEŚCIA KATOWIC

Chmielewska M. **Morphological changes of the city centre of Katowice.** In the paper the M.R.G. Conzen's method of plan analysis was applied. On the basis of these researches and morphological development of the city centre of Katowice its morphogenesis was presented. Next there were analysed morphological changes of its townscape which have been taking place there since the 13th Century. Causes of these changes and their main directions were explored. It was noticed that the main purpose of these changes is to adjust the townscape to current social, economical, political and administrative conditions. It was also ascertained that most of these changes are connected with the succession of function in the tertiary direction. Moreover the townscape was differentiated in respect of the frequency of occurred changes. As a result there were marked out areas mostly subjected to them – the area of former hammer pound, the market square and the area of railway station – so areas, which performed most important functions in all stages of the development of the city centre of Katowice.

Słowa kluczowe: Katowice, morfologia miasta, metoda Conzena

Zarys treści

W artykule przeprowadzono analizę planu miasta metodą M.R.G. Conzena. Na podstawie tych badań i znajomości dziejów morfologicznych śródmieścia Katowic przedstawiono jego strukturę morfogenetyczną, a następnie dokonano analizy przemian morfologicznych zachodzących w jego przestrzeni miejskiej od XIII do XXI w. Omówiono przyczyny tych przemian oraz główne kierunki, w których się one dokonują. Zauważono, że głównym celem przemian jest dostosowywanie przestrzeni do zmieniających się realiów społecznych, gospodarczych, administracyjnych i politycznych. Stwierdzono też, że większości przemian towarzyszy sukcesja funkcjonalna, głównie w kierunku szeroko pojętych funkcji usługowych. Zróżnicowano ponadto przestrzeń badanego obszaru pod względem częstości zachodzących przemian. W rezultacie wyznaczono obszary najbardziej na nie podatne – rejon dawnego stawu kuźniczego, rynku i dworca, a zatem obszary, które na każdym etapie rozwoju śródmieścia pełniły najistotniejsze funkcje.

WPROWADZENIE

Przemiany morfologiczne w przestrzeni miejskiej są jednym z przedmiotów badań morfologii miast – nauki o budowie wewnętrznej i zewnętrznej organizmu miejskiego oraz o genezie składających się na ten organizm części. Na przemiany morfologiczne składają się 3 procesy zachodzące w strukturze przestrzennej miasta: wypełnianie, uzupełnianie i przekształcanie. Proces wypełniania polega na zabudowywaniu istniejących w przestrzeni jednostek morfologicznych, bez zmiany ich pierwotnego rozplanowania. Proces uzupełniania ma charakter ekstensywny i polega głównie na tworzeniu nowych jednostek morfologicznych. Te dwa procesy mają charakter ilościowy i zachodzą aż do momentu zagospodarowania całej dostępnej przestrzeni. Następnie możliwe są już tylko zmiany jakościowe istniejących struktur, a więc ich przekształcanie, w celu stworzenia nowych, dostosowanych do aktualnych potrzeb form (KOTER, 1994).

W ujęciu morfologicznym przestrzeń miejska jest układem składającym się z jednostek strukturalnych, zróżnicowanych pod względem czasu powstania, typu zabudowy i rozplanowania. Przemiany morfologiczne tej przestrzeni mają charakter dynamiczny i zachodzą etapami od początku jej formowania się. Przestrzeń miejska ewoluje pod wpływem wielu czynników, a poszczególne jej przeobrażenia nakładają się na siebie. Współczesny jej wygląd jest zatem wynikiem nawarstwiania się efektów przemian morfologicznych, które zachodziły na poszczególnych etapach jej rozwoju.

Przemiany morfologiczne są silnie skorelowane z przemianami funkcjonalnymi (CONZEN, 1960). Niejednokrotnie zachodzą one równocześnie lub jedno są wywoływane przez drugie. Wśród przemian funkcjonalnych wyróżnia się zjawiska: relokacji funkcji, a więc przemieszczenia danej funkcji w prze-

strzeni miejskiej, oraz sukcesji funkcjonalnej, czyli zastępowania jednych funkcji innymi (SŁODCZYK, 2003).

Katowice mają skomplikowaną budowę morfologiczną, która kształtowała się pod wpływem zmiennych czynników. Miasto to jest zlepkiem, składającym się z dzielnic, które uprzednio były samodzielными jednostkami osadniczymi. Szczególnym fragmentem miasta jest jego śródmieście, które ulegało przemianom częściej niż pozostałe jego jednostki, a głównym ich celem było dostosowanie przestrzeni miejskiej do aktualnie pełnionych przez Katowice funkcji. Również współcześnie śródmieście to czeka przebudowa, wynikająca z metropolitalnych aspiracji miasta i regionu. Celem artykułu jest wyznaczenie głównych kierunków przemian śródmieścia Katowic, oraz zróżnicowanie przestrzenne tej części miasta pod względem ich intensywności.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Obszarem badawczym jest śródmieście Katowic – miasta położonego na południu Polski, stolicy województwa śląskiego. Według podziału administracyjnego miasta na dzielnice, Śródmieście jest częścią zespołu dzielnic śródmiejskich i obejmuje obszar między ulicami Chorzowską i Roździeńskiego na północy, ulicami Dudy-Gracza, Graniczą i Sowińskiego na wschodzie, autostradą A4 na południu oraz linią kolejową i ulicą Grundmanna na zachodzie (rys. 1). Obszar ten w dużej mierze pokrywa się z pierwotnymi granicami miasta Katowice, przyjętymi w 1865r. wraz z uzyskaniem praw miejskich, w których znalazły się trzy historyczne osady – Kuźnica Bogucka, wieś Katowice i folwark Karbowa.



Rys. 1. Lokalizacja śródmieścia Katowic
Fig. 1. Location of the city centre of Katowice

METODY BADAWCZE I MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE

W badaniach zastosowano metodę analizy planu miasta M.R.G. Conzena (1960), polegającą na obserwacji przemian w przestrzeni miejskiej na podstawie chronologicznie zestawionych planów miasta. Każdy plan miasta jest formą „stop-klatki” i stanowi zapis, z którego można odczytać stan zaawansowania zachodzących procesów morfologicznych. Badania te uzupełniono obserwacjami terenowymi i kwerendą literatury tematycznej.

Głównym źródłem informacji były archiwalne materiały kartograficzne uzyskane w Archiwum Państwowym w Katowicach oraz publikowane w monografiach. Uzyskane materiały zawęziły zakres czasowy badań, które zasadniczo powinny sięgać w przeszłość aż do początków kształtowania się osadnictwa na danym obszarze, zatem w przypadku Śródmieścia Katowic do końca XIV w. (pierwsza wzmianka o Kuźnicy Boguckiej). Dostępne archiwalne mapy pozwalają sięgnąć w przeszłość najdalej do I połowy XVII w. (mapa Hindenberga z 1636 r.), jednak na dokładniejszą analizę morfologiczną pozwalają dopiero mapy z XIX w., gdyż wtedy pojawiły się pierwsze monograficzne mapy wielkoskalowe Katowic (np. 1859 r.), a regularne plany tego miasta zaczęto wykonywać dopiero po uzyskaniu przez nie praw miejskich (1905 r., 1927 r., 1941 r., 1960 r.), (SZARANIEC, ZŁOTY, 2006, s. 90, 100, 102, 103, 106, 108).

STRUKTURA MORFOGENETYCZNA ŚRÓDMIEŚCIA KATOWIC

Współczesna struktura morfogenetyczna Śródmieścia Katowic (rys. 2.) jest wynikiem nakładania się form powstałych w różnych okresach czasu. Aby prawidłowo ją scharakteryzować, należy prześledzić dzieje morfologiczne badanego obszaru. Ze względu na ograniczone rozmiary tego artykułu, niemożliwy jest dokładny ich opis w tym miejscu, konieczne jest zatem odesłanie czytelnika do innych publikacji (SZARANIEC, 1980, s. 8-24, 88-90, ADAMCZYK, 1993, s. 7-29). Na podstawie analizy dziejów morfologicznych miasta, wyznaczono 5 etapów jego rozwoju morfologicznego:

- 1) okres przed nadaniem praw miejskich, o charakterze wiejskim, po którym ślady zostały praktycznie zatarte przez późniejsze planowe zagospodarowywanie, odzwierciedlającym się dziś głównie w przebiegu najstarszych szlaków komunikacyjnych;
- 2) okres, w którym Katowice były nowo powstałym miastem pruskim – lata 1865–1922 – powstawały wtedy pierwsze plany zagospodarowania, w myśl których zabudowano ścisłe centrum współczesnego śródmieścia;
- 3) lata 1922-1939, w których Katowice były stolicą województwa w odrodzonej Polsce, a w którym nastąpiła rozbudowa Śródmieścia na południe od linii kolejowej i zagospodarowano całkowicie badany obszar;
- 4) lata 1945-1989 – okres rozwoju w warunkach socjalistycznych, w którym dokonano licznych zmian w obrębie rynku i północnej części Śródmieścia,
- 5) okres po 1990 roku, który rozpoczął się wraz z transformacją ustrojową i trwa do dziś.



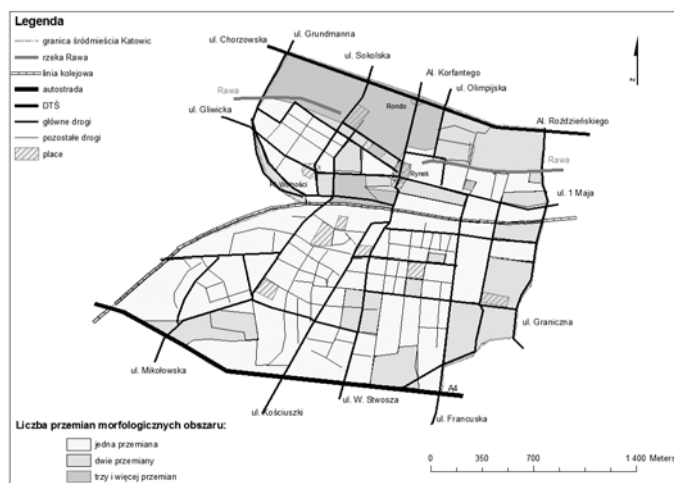
Rys. 2. Morfogeneza śródmieścia Katowic
Fig. 2. Morphogenesis of the city centre of Katowice

PRZEMIANY W PRZESTRZENI ŚRÓDMIEŚCIA KATOWIC

Przemiany morfologiczne w przestrzeni miejskiej śródmieścia Katowic dokonywały się pod wpływem zmiennych czynników środowiskowych, historyczno-politycznych i społeczno-gospodarczych. Pierwotne zagospodarowanie przestrzenne badanego obszaru (nie licząc naturalnego, jakie zastali tu pierwsi osadnicy) związane było z działalnością prowadzoną przez jego mieszkańców, czyli kuźnictwem i rolnictwem, które w dużej mierze zależne były od uwarunkowań środowiska przyrodniczego. Pierwsze przemiany dokonały się tu wraz z rozwojem hutnictwa, oraz w efekcie dążenia właścicieli i bogatszych mieszkańców Katowic do utworzenia tu miasta. Kolejne związane były z rosnącą rangą tego miasta, które stało się najpierw siedzibą władz gminy, potem powiatu, a wreszcie województwa i wymagało lokalizowania w nim licznych instytucji odpowiedniego szczebla. Podczas drugiej wojny światowej oraz po jej zakończeniu miały miejsce przekształcenia o genezie polityczno-ideologicznej (likwidacja synagogi przez Niemców, likwidacja poniemieckich śladów w PRL-u). Współcześnie zachodzące przemiany związane są wreszcie z ambicjami władz miasta, które dążą do przekształcenia go w nowoczesny ośrodek usługowy i kulturalny, załączek metropolii górnośląskiej.

W przestrzeni miejskiej śródmieścia Katowic wyróżnić można obszary, w których przemiany morfologiczno-funkcjonalne zachodziły częściej niż w pozostałych (rys. 3). Za najtrwalszy element mor-

fologiczny uznać należy szlaki komunikacyjne. Najstarsze z nich pochodzą co najmniej z XVIII w. i są zachowane do dziś praktycznie w nie zmienionym kształcie (nie licząc modernizacji). Również te wytyczone w późniejszych etapach są stosunkowo trwałe, przebudowie ulegały jedynie najważniejsze arterie, które najczęściej poszerzano aby zwiększyć ich przepustowość. Istotnym, trwałym elementem morfologii miasta jest linia kolejowa, która niezmiennie od połowy XIX w. dzieli Katowice na dwie części. Mniej trwałe okazały się linie wąskotorowe, które jeszcze w drugiej połowie XX w. występowały zwłaszcza w północnej części śródmieścia i zniknęły wraz z zanikiem funkcji przemysłowych. Śladem po kolei wąskotorowej we współczesnym krajobrazie miasta są stosunkowo nowe ul. M. Geppert-Mayer i ul. Grundmanna, które przebiegają dawną trasą tej kolejki.



Rys. 3. Częstość występowania przemian morfologicznych w śródmieściu Katowic.
Fig. 3. Frequency of morphological changes of the city centre of Katowice.

Przeważająca część przestrzeni miejskiej śródmieścia Katowic uległa w swojej historii tylko jednej przemianie (rys. 3), a przemiana ta związana była ze zmianą funkcji rolniczej na którąś z funkcji miejskich: mieszkaniową, usługowo-handlową, administracyjną, rekreacyjną itp. Obszary, które uległy przemianie dwa razy były najczęściej zagospodarowywane w pierwszej kolejności po użytkowaniu rolniczym pod nieużytki (hałdy czy wyrobiska), albo mają w swej historii epizod przemysłowy. Do tej grupy zaliczono też obszary, na których zaszła zmiana zabudowy z wiejskiej na miejską (w odróżnieniu od poprzedniej grupy, w której funkcje miejskie wchodziły na pola, łąki i lasy). Obszary najintensywniejszych przemian skoncentrowane są w północnej części śródmieścia Katowic, są to m. in.: teren dawnego stawu kuźniczego, rejon dworca i rynku.

Analizując omówione powyżej przemiany morfologiczne stwierdzić można, że większości z nich towarzyszyła sukcesja funkcjonalna. Jej dominującym kierunkiem było zastępowanie funkcji rolniczych i funkcji przemysłowych przez funkcje mieszkaniowe i szeroko rozumiane usługi. Sporadycznie miała miejsce sukcesja dwustopniowa – od funkcji rolniczej, poprzez przemysłową do usługowej. Przyczyn takiego stanu dopatrywać należy się w charakterze omawianej dzielnicy, która od samego początku istnienia miasta kreowana była na ośrodek administracyjno-usługowy, w odróżnieniu od otaczających go terenów przemysłowych.

PODSUMOWANIE

Kluczem do zrozumienia teraźniejszości jest przeszłość. Znajomość struktury morfogenetycznej i przebiegu rozwoju danego obszaru pozwoliła na analizę morfologiczną zachodzących w nim przemian. W artykule omówiono najważniejsze przyczyny przemian morfologicznych oraz główne ich kierunki. Przedstawiono też przestrzenne zróżnicowanie obszaru pod względem częstości zachodzących przemian. Za najtrwalsze elementy morfologiczne uznano szlaki komunikacyjne, najmniej trwałymi okazały się tereny wykorzystywanego przemysłowego stawu. Głównym typem przemian była i jest sukcesja funkcjonalna głównie w kierunku szeroko pojętych funkcji usługowych.

LITERATURA

- Adamczyk S., (red.), 1993: Katowice informator, UM w Katowicach, Katowice.
- Conzen M.R.G., 1960: Alnwick, Northumberland. A Study in Townplan Analysis, The Institute of British Geographers, No 27.
- Koter M., 1994: Od fizjonomii do morfogenezy i morfologii porównawczej. Podstawowe zagadnienia teoretyczne morfologii miast. W: Koter M., Tkocz J., 1994: Zagadnienia geografii historycznej osadnictwa w Polsce, Materiały konferencyjne, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Uniwersytet Łódzki, Toruń – Łódź, s.23-32.
- Słodczyk J., 2003: Przestrzeń miasta i jej przeobrażenia, wyd. Uniwersytetu Opolskiego, Opole.
- Szaraniec L., 1980: Osady i osiedla Katowic. Wydawnictwo Śląsk, Katowice.
- Szaraniec L., Złoty A., 2006: Narodziny miasta Katowice. Bractwo Gospodarcze Związku Górnośląskiego, Katowice.

Ewa Jakusik¹, Bartosz Czernecki², Michał Marosz¹

¹ Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB, Zakład Modelowania Klimatycznego i Prognoz Sezonowych, ul Podleśna 61, 01-673 Warszawa, ewa.jakusik@imgw.pl, michal.marosz@imgw.pl

² Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB, Centrum Monitoringu Klimatu Polski, ul Podleśna 61, 01-673 Warszawa, bartosz.czernecki@imgw.pl

WYKORZYSTANIE PARAMETRÓW FUNKCJI GĘSTOŚCI PRAWDOPODOBIENSTWA W MODELOWANIU WYSOKOŚCI FALOWANIA CAŁKOWITEGO

Jakusik E., Czernecki B., Marosz M. **The application of probability density function in modeling of the total wave height.** The aim of the research was to identify the relations between the large scale forcing field (regional SLP over Europe and Northern-Atlantic) and the parameters of Weibull distribution of total wave height in the southern part of the Baltic Sea with the usage of statistical-empirical downscaling tools. The analysis concerned monthly averages of total wave height described with the scale (a) and shape (k) parameters of Weibull's distribution during whole year (January-December), storm (September-March) and calm (April-August) seasons of the year at 293 grid points in the period 01.02.1988-31.03.1993. The data originate from HYPAS model invented in GKSS Forschungszentrum in Geesthacht, Hamburg, Germany (GAYER i in., 1995). The results allowed the identification of the influence of the regional baric field on the variability of the analysed local element in the Southern Baltic area.

Słowa kluczowe: parametr a i k rozkładu Weibulla wysokości falowania całkowitego, statystyczny downscaling

Zarys treści

Celem pracy jest określenie relacji pomiędzy wielkoskalowym polem wymuszenia (regionalne pole ciśnienia atmosferycznego nad Europą i północnym Atlantykiem - SLP) a parametrami skali i kształtu rozkładu Weibulla wysokości falowania całkowitego w południowej części Morza Bałtyckiego za pomocą metody downscalingu statystyczno-empirycznego. Analizie poddano średnie miesięczne wartości wysokości falowania całkowitego opisanego parametrami rozkładu Weibulla „ a ” (parametr skali) i „ k ” (parametr kształtu) w skali roku (styczeń-grudzień) oraz sezonów: bezsztormowego (kwiecień-sierpień) i sztormowego (wrzesień-marzec) w 293 punktach gridowych za okres 01.02.1988-31.03.1993 r. Wykorzystane dane pochodzą z modelu HYPAS opracowanego przez zespół pracujący w GKSS Forschungszentrum w Geesthacht k. Hamburga (GAYER i in., 1995). Wyniki prowadzonych prac pozwoliły na określenie wpływu regionalnego pola barycznego na zmiany analizowanego elementu w rejonie południowego Bałtyku.

WPROWADZENIE

Problematyka współczesnych zmian klimatycznych ma wiele aspektów. Obecnie jednym z najważniejszych kierunków badawczych jest ocena długookresowej zmienności elementów systemu klimatycznego. Przyczyną stale rosnącego zainteresowania tego typu tematyką są odczuwalne zmiany częstości występowania zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych (m.in. wzrost wysokości ekstremalnych fal) o charakterze anomalnym, niekiedy w sposób katastrofalny rzutujące na działalność człowieka. Do oceny stanu oraz zmian struktury elementów systemu klimatycznego współczesna klimatologia wykorzystuje wysoce zaawansowane techniki modelowania numerycznego (GCM i RCM). Prace nad konstrukcją coraz doskonalszych modeli klimatycznych wymagają prowadzenia analiz zmienności elementów klimatu w różnorodnych skalach przestrzennych (regionalnych i lokalnych) i czasowych (opartych niejednokrotnie na danych o rozdzielczości dobowej lub kilkugodzinnej).

CEL PRACY

Pod względem klimatycznym Morze Bałtyckie jako akwen wewnątrzlądowy o słabych połączeniach z oceanem, podlega silnym wpływom kontynentalnym, jednakże wpływy oceaniczne zaznaczają się tu również bardzo wyraźnie (MAJEWSKI I LAUER, 1994). Celem pracy jest kompleksowa analiza czasowej i przestrzennej struktury zmienności falowania w południowej części Morza Bałtyckiego. W pierwszej kolejności określono przestrzenne zróżnicowanie wartości charakterystyk rozkładu Weibull'a wysokości fali całkowitej. Następnie zidentyfikowano czynniki skali regionalnej, odpowiedzialne za kształtowanie tego procesu na Bałtyku. Analiza zmienności wysokości fali całkowitej przez pryzmat dopasowania właściwej funkcji gęstości prawdopodobieństwa pozwoli na pełniejsze odniesienie się do zjawisk ekstremalnych, jakim jest wystąpienie fali o niskim prawdopodobieństwie przewyższenia (np. 1%).

OPIS METODYKI BADAŃ

W celu scharakteryzowania struktury przestrzennej i czasowej zmienności falowania opisanej parametrami rozkładu Weibulla a (parametr skali) i k (parametr kształtu) na obszarze Bałtyku Południowego zastosowano technikę empirycznych funkcji własnych – EOF.

W następnym etapie badań zdecydowano się na przeprowadzenie analizy zależności między wysokością falowania na obszarze Bałtyku Południowego a wymuszającym czynnikiem wielkoskalowym. W tym wypadku – cyrkulacją atmosferyczną nad regionem północnego Atlantyku i Europy. Do realizacji nakreślonego zadania wykorzystano metodę zaliczaną do technik statystyczno-empirycznego down-scalingu. Metoda kanonicznych korelacji (CCA) bazując na empirycznych funkcjach własnych pól analizowanych elementów, określa stopień zależności zmienności lokalnego pola wybranego elementu od wielkoskalowego czynnika wymuszającego. Syntetyczny opis wymienionych metod można znaleźć w pracy MIĘTUSA I FILIPIAKA (2002), natomiast obszernie ich omówienie wraz z dyskusją wyników wielu analiz oceanograficznych w pracach: WASA (1998) czy VON STORCHA I ZWIERSA (2001).

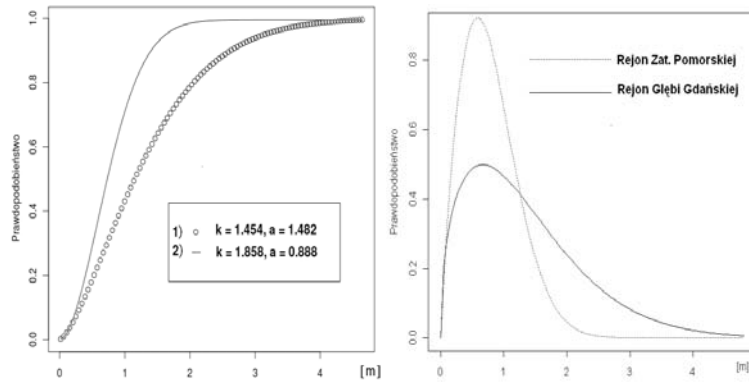
Pole wymuszenia dla regionu europejsko-atlantyckiego (zawartego między 50°W a 40°E i 35°N a 75°N) zostało opisane za pomocą zbioru wartości średniego miesięcznego ciśnienia atmosferycznego zredukowanego do poziomu morza (SLP), pozyskanego z reanalizy NCEP/NCAR, opracowanej przez NCEP (*National Center for Environmental Prediction, USA*), powstałej poprzez asymilację dostępnych danych obserwacyjnych oraz satelitarnych (KALNAY i in., 1996).

Wartości pola lokalnego uzyskano z przeliczenia wartości falowania uzyskanych ze wcześniej wykorzystywanego modelu HYPAS (JAKUSIK i in., 2010) opracowanego przez zespół, pracujący w GKSS Forschungszentrum w Geesthacht k. Hamburga (GAYER i in., 1995). Analizie poddano średnie miesięczne wartości parametrów rozkładu Weibulla (a - parametr skali, k - parametr kształtu) wysokości fali całkowitej (z rozdzielczością czasową co 3 godziny) w skali roku oraz sezonów: bezsztormowego (kwiecień-sierpień) i sztormowego (wrzesień-marzec) w 293. punktach gridowych rozmieszczonych na Południowym Bałtyku z okresu symulacji 02.1988 – 03.1993.

WYSTĄPIENIE FALI O OKREŚLONYM PRAWDOPODOBIENSTWIE W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI BAŁTYKU W OPARCIU O PARAMETRY ROZKŁADU WEIBULLA

Zmienność czasowo-przestrzenna wysokości falowania całkowitego może być opisana nie tylko w postaci wartości bezwzględnych, lecz także za pomocą parametrów rozkładu Weibulla, tj. parametru skali (a) i kształtu (k). W zależności od stopnia dopasowania obu parametrów do wartości rzeczywistych możliwe jest oszacowanie wysokości fali o określonym prawdopodobieństwie wystąpienia.

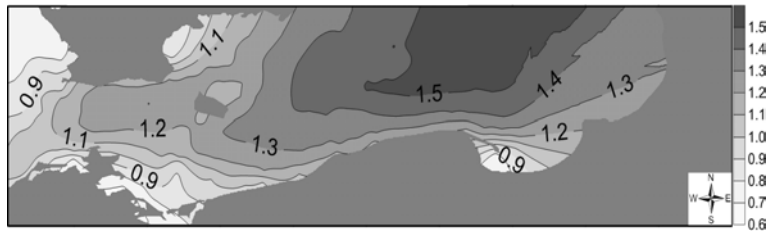
Dystrybuanty (rys. 1) dla średnich wartości rocznych z okresu 1988-1993 w rejonie Zatoki Pomorskiej ($\lambda = 14^{\circ}24'E$ $\varphi = 54^{\circ}17'N$) oraz na zachód od Głębi Gdańskiej ($\lambda = 18^{\circ}58'E$, $\varphi = 55^{\circ}14'N$), przedstawiają przykładowe zróżnicowanie obu analizowanych parametrów w polskiej strefie brzegowej pozwalając jednocześnie na obliczenie prawdopodobieństwa wystąpienia fali całkowitej o określonej wysokości.



Rys. 1. Dystrybuanta (z lewej) rozkładu Weibull'a wysokości fali dla przykładowych wartości parametrów skali i kształtu w rejonie Głębi Gdańskiej (1) i Zatoki Pomorskiej (2) oraz ich funkcje gęstości prawdopodobieństwa (z prawej)

Fig. 1. Weibull's cumulative distribution function (left panel) of occurrence of wave height for selected values of scale and shape parameters in the vicinity of Gdańsk Depth (1) and Pomeranian Bay (2) and their probability density functions (right panel)

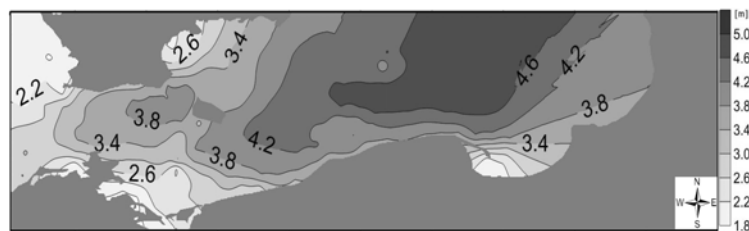
Na zamieszczonej mapie (rys. 2), przedstawiającej rozkład przestrzenny parametru skali (a) rozkładu Weibulla w skali roku, można zauważyć, iż wysokie wartości tego parametru ($a > 1,5$) pokrywają się z obszarami na Bałtyku Południowym, gdzie notowane są najwyższe wysokości fali całkowitej (wschodnia część Basenu Gotlandzkiego). Wartości omawianego parametru maleją w kierunku zachodnim, osiągając minimum w rejonie Zatoki Pomorskiej oraz u wybrzeży Zelandii i Półwyspu Skandynawskiego. Równie niskie wartości ($a < 0,8$) występują także lokalnie w strefie brzegowej Zatoki Gdańskiej. Obszary o najwyższych wartościach parametru (a) silnie korelują z miejscami o jednych z najniższych wartości parametru kształtu ($k < 1,5$).



Rys. 2. Rozkład przestrzenny parametru skali a rozkładu Weibulla wysokości falowania całkowitego w latach 1988-1993
Fig. 2. Spatial variability of a (scale) parameter of Weibull's distribution of total wave height 1988-1993

Parametr kształtu (k) wykazuje jednocześnie niewielką zmienność na otwartym morzu, gwałtownie wzrastając w Zatoce Gdańskiej i Zatoce Pomorskiej oraz wzdłuż wybrzeży, przy generalnej tendencji do wzrostu jego wartości w kierunku zachodnim. Silne osłonięcie lądem w rejonie ujścia cieśnin duńskich oraz Półwyspu Skandynawskiego sprawiają, że tu też są notowane najwyższe wartości omawianego parametru ($1,7 < k < 2,1$).

Uzyskane mapy zróżnicowania przestrzennego parametrów rozkładu Weibulla pozwoliły na określenie wysokości fali o prawdopodobieństwie wystąpienia równym 1% (kwantyl 0,99). Najwyższe wartości wysokości fali występują we wschodniej części Basenu Gotlandzkiego (rys. 3), gdzie przekraczają one 4,6 m, przy ogólnej tendencji malejącej wysokości fali w kierunku zachodnim. Ponad dwukrotnie niższe wartości uzyskano w rejonach Zatoki Pomorskiej i Zatoki Gdańskiej ($< 2,2$ m) oraz wzdłuż wschodnich i zachodnich wybrzeży południowej Skandynawii.



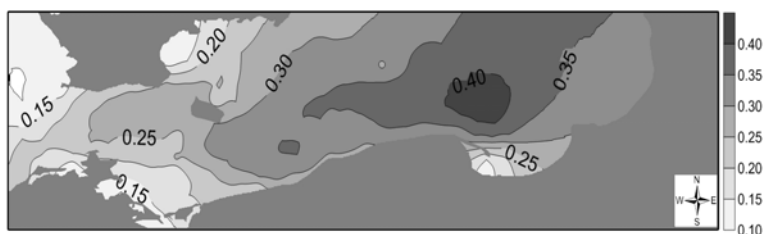
Rys. 3. Kwantyl 0,99 wysokości falowania całkowitego w latach 1988-1993 uzyskany z parametrów rozkładu Weibulla
Fig. 3. 99th percentile of total wave height on the basis of fitted Weibull's distribution parameters 1988-1993

PRZESTRZENNA I CZASOWA ZMIENNOŚĆ WYSOKOŚCI FALOWANIA CAŁKOWITEGO W OPARCIU O PARAMETRY ROZKŁADU WEIBULLA W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI BAŁTYKU – MODEL STATYSTYCZNO-EMPIRYCZNY

W celu określenia zmienności czasowo-przestrzennej parametrów rozkładu Weibulla opisującej wysokość falowania całkowitego posłużono się analizą EOF. W sezonie bezszstormowym (IV-VIII) przestrzeń sygnału parametru skali (a) opisana jest przez cztery funkcje własne, które wyjaśniają łącznie około 98% wariacji. W sezonie szstormowym (IX – III) oraz w skali roku parametr skali opisany jest przez trzy niezdegenerowane funkcje wyjaśniające odpowiednio 99,17% i 97,95% wariacji.

Parametr kształtu (k) wykazuje większe zróżnicowanie czasowo-przestrzenne. W sezonie bezszstormowym i szstormowym zdiagnozowano występowanie siedmiu wektorów własnych wyjaśniających odpowiednio 96,06% i 97,02% wariacji, natomiast w przypadku wartości rocznych przestrzeni sygnału określona jest przez sześć niezdegenerowanych funkcji wyjaśniających łącznie 94,37% wariacji.

Pierwsza empiryczna funkcja własna parametru skali rozkładu Weibulla wysokości falowania całkowitego w skali roku wyjaśniająca ponad 92% przedstawia silne dodatnie anomalie (rys. 4) na całym obszarze Bałtyku Południowego. Wartości anomalii wzrastają w kierunku wschodnim z maksimum między basenami Gdańskim i Gotlandzkim. Najniższe wartości anomalii występują w rejonie Zatoki Pomorskiej i wybrzeży Rugii oraz na wschodnich i zachodnich wybrzeżach Skanii, a także w Zatoce Gdańskiej, co związane jest najprawdopodobniej z ograniczaniem swobodnego przepływu mas powietrza z sektorów zachodnich.



Rys. 4. Pierwsza empiryczna funkcja własna (EOF 1) parametru a rozkładu Weibulla wysokości fali całkowitej w południowej części Bałtyku w skali roku

Fig. 4. 1st EOF of a (scale) parameter of Weibull's distribution of total wave height in southern part of the Baltic Sea – in annual scale

Pierwsza funkcja własna parametru k w skali roku wyjaśnia ponad 75% wariacji i przedstawia dodatnie anomalie na całym analizowanym obszarze. Minimum wartości występuje pomiędzy basenem Gdańskim i Gotlandzkim i rośnie w kierunku zachodnim osiągając maksimum anomalii w rejonie Zatoki Pomorskiej i Skanii (odwrotnie jak w przypadku parametru a).

Wartości roczne kolejnych funkcji własnych obu parametrów rozkładu Weibulla wysokości falowania są znacznie niższe w porównaniu do EOF1 wyjaśniając od 1 do 8% wariacji. Warto jednak zwrócić uwagę na blisko trzykrotnie wyższe wartości EOF2 w sezonie bezszstormowym parametru a oraz dwukrotnie wyższe wartości parametru (k) w stosunku do sezonu szstormowego i wartości rocznych, co może być związane z dużą zmiennością występujących typów cyrkulacji w okresie od kwietnia do września.

ZWIĄZEK MIĘDZY REGIONALNYM POLEM BARYCZNYM NAD EUROPA I PÓŁNOCNYM ATLANTYKIEM A WYSOKOŚCIĄ FALOWANIA CAŁKOWITEGO OPISANYM PARAMETRAMI ROZKŁADU WEIBULL'A NA BAŁTYKU POŁUDNIOWYM

W celu określenia związków między regionalną cyrkulacją atmosferyczną a wysokością falowania całkowitego opisanego parametrami rozkładu wykorzystano metodę korelacji kanonicznych (CCA).

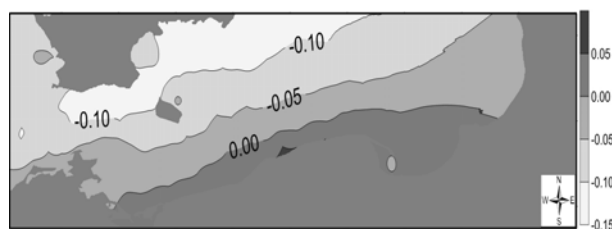
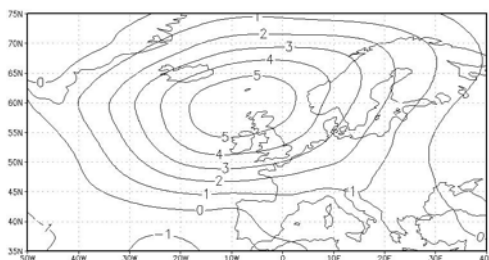
W przypadku parametru skali (a) rozkładu Weibulla wysokości falowania całkowitego w południowej części Morza Bałtyckiego otrzymano po 3 pary map kanonicznych w sezonie szstormowym i w skali roku oraz 4 pary map kanonicznych w sezonie bezszstormowym. Mapy pola lokalnego wyjaśniają łącznie od 96,97% w sezonie bezszstormowym do około 98% w sezonie szstormowym i w skali roku, podczas gdy pole ciśnienia tłumaczone jest odpowiednio przez 47,71% (IV-VIII), 63,66% (IX-III) oraz 57,08% (I-XII) wariacji.

Związek regionalnej cyrkulacji i parametru kształtu (k) w skali roku i sezonów został opisany za pomocą siedmiu map kanonicznych, wyjaśniających łącznie od 95% (IV-VIII) do ponad 96% (IX-III i I-XII) wariacji pola lokalnego. Pole ciśnienia tłumaczone jest przez 87% wariacji w sezonie bezszstormowym, 90,43% w skali roku oraz 96,43% w sezonie szstormowym.

Współczynnik korelacji kanonicznej między seriami stowarzyszonymi z pierwszą parą map kanonicznych regionalnego pola barycznego i parametru skali (a) rozkładu Weibulla w skali roku wynosi 0,85. Mapa wymuszenia (rys. 5), wyjaśniająca 25,72% wariacji pola rozkładu ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w regionie euroatlantyckim, przedstawia przeważającą część kontynentu europejskiego w zasięgu oddziaływania ośrodka o dodatniej anomalii, z centrum zlokalizowanym na północ od Wysp Brytyjskich (+5 hPa). Nad obszarem Bałtyku taki układ ciśnienia odpowiada za spływ powietrza z kierunku północnego i północno-wschodniego wzdłuż głównej osi zbiornika, co sprzyja długiej propagacji fali, szczególnie na otwartym morzu.

Pierwsza mapa kanoniczna parametru skali (a) rozkładu Weibulla falowania całkowitego wyjaśnia 5,91% wariacji pola lokalnego i przedstawia układ izanomalii zbliżony w przebiegu do równoleżnikowego. Na większości analizowanego obszaru przeważają anomalie o znaku ujemnym z minimum na północy analizowanego obszaru ($\Delta a < -0,1$). Jedynie wzdłuż pasa polskiego wybrzeża oraz Obwodu Kaliningradzkiego występują anomalie dodatnie (rys. 5).

Wartość współczynnika korelacji między seriami kanonicznymi pierwszej pary map regionalnego pola ciśnienia i parametru kształtu (k) rozkładu Weibulla wynosi 0,82. Mapa elementu regionalnego wyjaśnia 27,65% wariacji, natomiast mapa pola lokalnego 16,66% zmienności parametru kształtu. Pierwsza mapa kanoniczna pola regionalnego przedstawia rozważany obszar pod wpływem dwóch układów barycznych o układzie zbliżonym do NAO. Bałtyk jest w zasięgu układu z centrum w północno-wschodniej części regionu, a polskie wybrzeże znajduje się na jego skraju. Różnica ciśnień wzdłuż osi głównej basenu jest rzędu 3 hPa. Odpowiadająca temu układowi lokalna mapa kanoniczna parametru kształtu (k) rozkładu Weibulla falowania całkowitego na większości obszaru Bałtyku Południowego przedstawia wartości dodatnie z maksimum zlokalizowanym na wschodnim i zachodnim wybrzeżu Skanii ($\Delta k > 0,2$), co wskazuje na mniejszą zmienność wysokości fali w tym rejonie. W polskiej strefie brzegowej najniższe wartości występują w rejonie Zatoki Pomorskiej ($\Delta k < 0$), natomiast lokalne maksimum odnotowuje się w Zatoce Gdańskiej ($\Delta k > 0,1$).



Rys.5. Pierwsza para map kanonicznych regionalnego pola barycznego (hPa) w rejonie północnego Atlantyku i Europy oraz parametr skali a rozkładu Weibulla wysokości fali całkowitej (m) w południowej części Morza Bałtyckiego w ciągu roku - 1988-1993

Fig. 5. First pair of canonical maps of regional baric field (SLP) over North Atlantic and Europe and the a (scale) parameter of Weibull's distribution of total wave height in the southern part of the Baltic Sea (annual scale) 1988-1993

PODSUMOWANIE

Przestrzenie sygnału pól opisujących falowanie w południowej części Morza Bałtyckiego są „rozpięte” od trzech do siedmiu wymiarów w zależności od analizowanego elementu oraz od wybranego sezonu. Zbiór empirycznych funkcji własnych opisujący przestrzeń sygnału często wyjaśnia ponad 97% wariacji danego pola. Przestrzenie sygnałów mają najczęściej największą liczbę wymiarów w sezonie bezsztor-mowym. Pierwsze empiryczne funkcje własne opisują zazwyczaj jednolitą przestrzenną strukturę sygnału.

Regionalna cyrkulacja atmosferyczna odgrywa dominującą rolę w kształtowaniu falowania w południowej części Morza Bałtyckiego. Skonstruowane modele są zaledwie kilkowymiarowe, współczynniki korelacji między mapami kanonicznymi mają często wartość powyżej 0,7, a mapy kanoniczne pól lokalnych wyjaśniają ponad 90% wariacji. Pierwsze mapy kanoniczne regionalnej cyrkulacji atmosferycznej przedstawiają układy ciśnienia obejmujące swym zasięgiem znaczne obszary, przez co potwierdzają dominującą rolę procesów wielkoskalowych.

LITERATURA

Gayer G., Güenther H., Winkel N., 1995: Wave climatology and extreme value analysis for the Baltic Sea area off the Warnemunde harbour entrance, Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 47, 2, s. 109-130.

- Jakusik E., Marosz M., Pilarski M., Miętus M., 2010: Wpływ pola barycznego na wysokość falowania wiatrowego w południowej części Morza Bałtyckiego, III Geo-symposium Młodych Badaczy Silesia 2010; Współczesne trendy w naukach o Ziemi (red. Banasik K., Kowalska A., Opała M., Duda J., Majgier L.), Bytom-Sucha Góra, 27-29 października 2010, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 61-73, 4, 16.
- Kalnay E. i in. 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.
- Majewski A., Lauer Z. (red.), 1994, Atlas Morza Bałtyckiego, IMGW, Warszawa.
- Miętus M., Filipiak J., 2002, Wpływ termiki powierzchniowej warstwy wody północnego Atlantyku na wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną w rejonie Atlantyku i Europy oraz na warunki termiczne w Polsce w XX wieku, Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia 35.
- Storch von H., Zwiers F.W., 2001, Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge Univ. Press, 499 s.
- WASA, 1998, Changing waves and storm in the Northeast Atlantic?, Bull. Amer. Meteor. Soc., 79,5,741-760.

Ewa Jakusik, Michał Pilarski

Institut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Państwowy Instytut Badawczy, Zakład Modelowania Klimatycznego i Prognoz Sezonowych, ul. Podleśna 61, 01-673 Warszawa, ewa.jakusik@imgw.pl, michal.pilarski@imgw.pl

TESTOWANIE CZUŁOŚCI METOD STATYSTYCZNEGO DOWNSCALINGU NA PRZYKŁADZIE OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W REJONIE ZATOKI GDAŃSKIEJ

Jakusik E., Pilarski M. **Testing the sensitivity of statistical downscaling methods based on precipitation in the Gulf of Gdansk.** The aim of this study was to define the effect of the regional baric field (SLP) over the Atlantic-European area on pluvial conditions in the Gulf of Gdansk region. Methods of statistical-empirical downscaling were used in the paper. Authors evaluated of the reasonableness of application of the methods in a small spatial scale. The annual precipitation totals values origin from IMGW-PIB database (Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute) for the period 1966-2005. SLP data concerned NCEP/NCAR Reanalysis. The results indicate a relationship between atmospheric circulation and the precipitation totals in the Gulf of Gdansk region. Positive and negative values of rainfall anomalies are associated with the western circulation connected with the moist air masses. The high negative values occur during the absence of intensive air flow. The test sensitivity of the model based on reducing the number of stations allowed the identification of the general nature of the variability of the precipitation field in the area.

Słowa kluczowe: statystyczny downscaling, opad atmosferyczny, analiza redundancyjna (RDA)

Zarys treści

Celem pracy było określenie wpływu regionalnego pola ciśnienia atmosferycznego nad obszarem atlantycko-europejskim na warunki pluwalne w rejonie Zatoki Gdańskiej posługując się metodami statystyczno-empirycznego downscalingu oraz określenie wpływu redukcji stacji na przestrzenny rozkład anomalii analizowanego elementu. W pracy wykorzystano roczne sumy opadów z wielolecia 1966-2005 pochodzące z bazy danych IMGW-PIB. Wartości SLP pozyskano z reanalizy NCEP/NCAR. Wyniki pracy wykazują związek między cyrkulacją atmosferyczną a sumą opadów atmosferycznych w rejonie Zatoki Gdańskiej. Dodatkowo i niskie ujemne wartości anomalii sumy opadów związane są ze splywem wilgotnych mas powietrza z zachodu. Wysokie ujemne wartości występują podczas braku intensywnego przepływu powietrza. Przeprowadzony test czułości modelu polegający na redukcji liczby stacji pozwolił na rozpoznanie ogólnego charakteru zmienności pola opadów na danym obszarze.

CEL PRACY

Celem niniejszej pracy jest określenie wpływu regionalnej cyrkulacji atmosferycznej na warunki pluwalne w rejonie Zatoki Gdańskiej z wykorzystaniem metod statystyczno-empirycznego downscalingu oraz podjęcie próby analizy czułości modelu za pomocą redukcji liczby stacji do odtwarzania pola opadów atmosferycznych.

METODYKA BADAŃ

Za pomocą empirycznych funkcji własnych scharakteryzowano czasowo-przestrzenną zmienność pola opadów atmosferycznych w rejonie Zatoki Gdańskiej w okresie 1966-2005. Wspomniana technika umożliwia separację zmienności przestrzennej od czasowej. EOF przedstawiają dominujące mody przestrzennej zmienności badanego pola za pomocą anomalii od średnich wartości tego pola. Główne składowe (PC – Principal Component) określają natomiast czasową zmienność wkładu pochodzącego

od danej mody do całkowitego sygnału. Związki między regionalnym polem barycznym a polem opadów atmosferycznych na analizowanym obszarze w okresie 1976-1995 określono z wykorzystaniem metody statystycznego downscalingu: tzw. analizy redundancyjnej (RDA). Metoda ta została po raz pierwszy zaprezentowana przez TYLERA (1982), a do klimatologii została wprowadzona przez VON STORCHA i ZORITA (1997). Jej zasadniczym celem jest identyfikacja takich empirycznych funkcji przejścia (map) między dwoma polami, które są silnie powiązane modelem regresyjnym. Mapy są określane przez maksymalizację wariancji pola lokalnego. Mapy redundancji dla pola lokalnego są ortogonalne, natomiast mapy pola regionalnego są liniowo niezależne. Pierwsza para map redundancji jest określana w ten sposób, że wyjaśnia maksimum wariancji pola lokalnego. Kolejna para wyjaśnia z kolei maksymalną ilość z pozostałej jeszcze wariancji pola lokalnego itd.

Elementem wymuszającym (predyktorem) w skonstruowanych modelach były średnie miesięczne wartości ciśnienia atmosferycznego zredukowane do poziomu morza (SLP) w węzłach regularnej siatki o wymiarach $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ dla obszaru północnego Atlantyku i Europy, które pozyskano z reanalizy przygotowanej przez NCEP (National Center for Environmental Prediction) (KALNAY i in., 1996).

Tabela 1. Stacje synoptyczne i klimatologiczne uwzględnione w różnych modelach regresyjnych (M24, M18, M13, M9) na obszarze Zatoki Gdańskiej

Table 1. Synoptic and climatological stations included in different models (M24, M18, M13, M9) in the Gulf of Gdansk region

Stacje	M24	M18	M13	M9
Borucino	+	+	+	
Chojnice	+	+	+	+
Elbląg	+	+	+	+
Gdynia	+	+	+	+
Hel	+	+	+	+
Jastarnia	+	+		
Kmiecin	+	+	+	
Kościerzyna	+	+		
Lębork	+	+	+	+
Lisewo	+	+	+	
Leba	+	+	+	+
Nowa Pasłęka	+			
Prabuty	+	+	+	+
Radostowo	+			
Rozewie	+	+	+	
Śliwice	+	+	+	+
Świbno	+	+	+	+
Żelistrzewo	+			
Miłoradz	+	+		
Nowy Staw	+	+		
Szopy	+			
Tolkmicko	+			
Stegna	+			
Krynica Morska	+	+		

Realizacja sformułowanego wcześniej celu pracy wymagała kilkietapowego postępowania. W pierwszym etapie badań skonstruowano model regresyjny dla rejonu Zatoki Gdańskiej w oparciu o dane opadowe z 24 stacji. W wyborze stacji kierowano się tym, aby seria analizowanego elementu miała nie więcej niż 15% braków. W następnych etapach badań redukowano liczbę stacji kolejno do 18, 13 i 9 (tab. 1). Decyzje o redukcji stacji podejmowano na podstawie analizy map przedstawiających rozkład empirycznych wektorów własnych anomalii rocznych sum opadów atmosferycznych. Koncen-

trowano się na zmniejszeniu gradientów anomalii opadów atmosferycznych między sąsiednimi stacjami. Jednocześnie przywiązywano dużą uwagę do tego, by po usunięciu w kolejnym kroku konkretnej stacji nie zmieniła się ogólny przebieg izol linii wektorów własnych, a jedynie zostały wyeliminowane specyficzne czynniki lokalne związane z danym stanowiskiem pomiarowym. Ponadto dokonano weryfikacji modeli w celu określenia wpływu redukcji ilości danych wejściowych na zdolność modelu do odtwarzania warunków pluwialnych w Zatoce Gdańskiej. Walidacja modelu została dokonana na podstawie materiału zależnego z okresu 1976-1995.

W celu łatwiejszej identyfikacji przyjęto oznaczenia skrótowe modeli; przypisując im literę M oraz liczbę stacji, dla których je skonstruowano. W analizie, przedstawionej w dalszej części pracy, ograniczono się do modeli opartych na 24, 9 stacjach z Zatoki Gdańskiej. Całkowicie pominięto analizę modeli opartych na 18 i 13 stacjach, gdyż nie ma istotnych jakościowych i ilościowych różnic między tymi modelami a modelami uwzględnionymi w pracy. Wszystkie obliczenia wykonano w skali roku.

CZASOWO-PRZESTRZENNA ZMIENNOŚĆ WARUNKÓW OPADOWYCH ORAZ ICH ZWIĄZEK Z REGIONALNĄ CYRKULACJĄ ATMOSFERYCZNĄ

Przestrzenną zmienność pola opadów atmosferycznych opisuje osiem wektorów własnych, które łącznie wyjaśniają 91,27% (M24) i 98,95% (M9) wariancji tego elementu (tab. 2). Warto podkreślić, iż największą ilość wariancji wyjaśnia model M9. Świadczyć to może, że im bardziej wzrasta liczba stacji uwzględnionych w analizie, tym więcej potencjalnych lokalnych czynników może kształtować ogólną zmienność pola analizowanego elementu. Ograniczając liczbę stacji eliminujemy tym samym liczbę czynników natury bardzo lokalnej, mających wpływ na zmienność analizowanego elementu. Na rezultaty obliczeń niekorzystny wpływ mają ponadto braki w seriach danych. Serie niekompletne mogą nie odzwierciedlać w pełni przebiegu szeregu procesów naturalnych i antropogenicznych.

W skali roku analiza empirycznych funkcji własnych (EOF) pola opadów atmosferycznych w rejonie Zatoki Gdańskiej wykazała duże zróżnicowanie warunków opadowych w skali lokalnej. Anomalie zgodnego znaku na wszystkich stacjach występują jedynie w przypadku pierwszego wektora własnego (rys. 1a, rys. 1b), który wyjaśnia 72,23-73,46% (tab. 2) wariancji całkowitej zmienności tego elementu. Zróżnicowanie co do wartości i znaku anomalii wszystkich pozostałych wektorów, wyjaśniających łącznie 19,04% (M24) – 25,49% (M9) wariancji świadczą o znacznym udziale czynników lokalnych.

Tabela 2. Wariancja (%) wyjaśniana przez kolejne wektory własne pola rocznych opadów atmosferycznych w rejonie Zatoki Gdańskiej w latach 1966-2005, dla zmiennej liczby analizowanych stacji

Table 2. Variance (%) explained by the successive eigenvectors of annual precipitation fields in the Gulf of Gdansk region in the period 1966-2005, for a variable number of stations analyzed

Kolejny wektor własny	M24	M18	M13	M9
1 EOF	72,23	72,94	73,77	73,46
2 EOF	6,58	7,12	7,57	8,11
3 EOF	4,65	5,14	5,57	7,40
4 EOF	2,31	2,24	2,48	3,23
5 EOF	1,69	1,91	1,94	2,01
6 EOF	1,38	1,61	1,66	1,72
7 EOF	1,31	1,33	1,30	1,63
8 EOF	1,12	1,09	1,23	1,39
9 EOF			1,11	
10 EOF			1,00	
SUMA	91,27	93,38	97,63	98,95

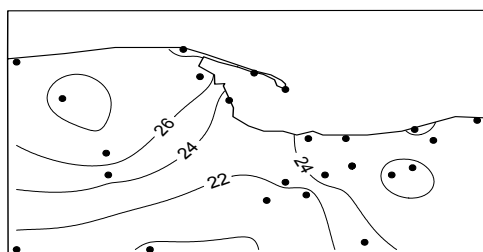
Wartości i znak anomalii pola opadów atmosferycznych pierwszego wektora własnego na stacjach w rejonie Zatoki Gdańskiej wskazują na jednoczesne wystąpienie opadów o zbliżonej sumie na całym analizowanym obszarze (rys. 1a, rys. 1b). Największe wartości anomalii, powyżej 28 mm, występują w rejonie Lęborka i Borucina na Pojezierzu Kaszubskim, a najmniejsze poniżej 20 mm w Borach Tucholskich w rejonie Śliwic. Nieco mniejsze są również anomalie na stacjach w Miłoradzu i Radostowie. Na stacjach położonych blisko otwartego morza (Rozewie, Hel, Krynica Morska) jest obserwowany wzrost wartości anomalii od wartości średniej. Przestrzenne zróżnicowanie wartości anomalii pierwszego

wektora analizowanego elementu, mimo wykonanej redukcji, nie uległo znacznej zmianie, co może świadczyć, iż czynnik warunkujący będzie miał charakter ponadregionalny.

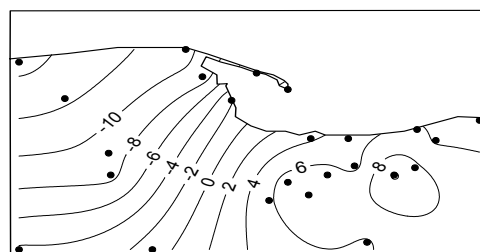
Drugi wektor własny sum opadów atmosferycznych wyjaśnia 6,58%-8,11% zmienności opadów atmosferycznych w rejonie Zatoki Gdańskiej (rys. 2a, rys. 2b). Na stacjach zlokalizowanych w zachodniej części omawianego obszaru czyli w Borucinie, Chojnicach, Gdyni, Helu, Jastarni, Kościerzynie, Lęborku, Łebie, Rozewiu, Śliwicach i Żelistrzewie są obserwowane anomalie przeciwnego znaku w stosunku do pozostałych stacji.

W modelu M24 (rys. 2a) największe dodatnie anomalie występują w Szopach i Elblągu na obszarze Żuław Wiślanych (8 mm) a największe ujemne notuje się na północnym zachodzie w rejonie Lęborka i Łeby (-14 mm). Po redukcji liczby stacji generalnie wartości anomalii rosną na południe, osiągając największe dodatnie wartości anomalii w rejonie Śliwic około 11 mm oraz największe ujemne anomalie w Łebie około -15 mm (rys. 2b). Jak widać na rysunkach (rys. 2a, rys. 2b), już przy redukcji do 9 stacji, układ izanomalii staje się bardziej przejrzysty, a jednocześnie nie traci informacji na temat czynnika warunkującego taki rozkład wartości. Wpływ minimalizacji liczby stacji bardziej jest widoczny na Pojezierzu Kaszubskim oraz we wschodniej części Żuław Wiślanych, gdzie rzeźba terenu jest urozmaicona. Lokalne czynniki, które były widoczne na pierwszej mapie (rys. 2a), tracą na znaczeniu po zredukowaniu liczby stacji, natomiast wzmacnia się udział czynnika związanego z odległością od Oceanu Atlantyckiego.

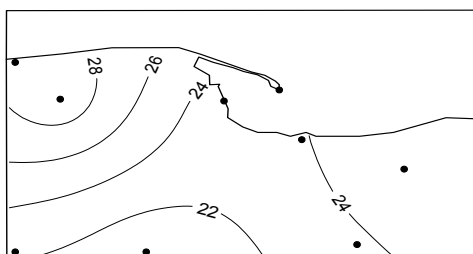
a) EOF1 M24



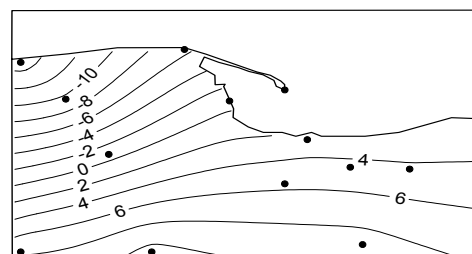
a) EOF2 M24



b) EOF1 M9



b) EOF2 M9



Rys. 1. Mapy pierwszego wektora własnego sum opadów atmosferycznych 1966-2005 dla kolejnych modeli na obszarze Zatoki Gdańskiej

Fig. 1. Maps of the first eigenvector precipitation totals 1966-2005 for the following models in the Gulf of Gdansk region

Rys. 2. Mapy drugiego wektora własnego sum opadów atmosferycznych 1966-2005 dla kolejnych modeli na obszarze Zatoki Gdańskiej

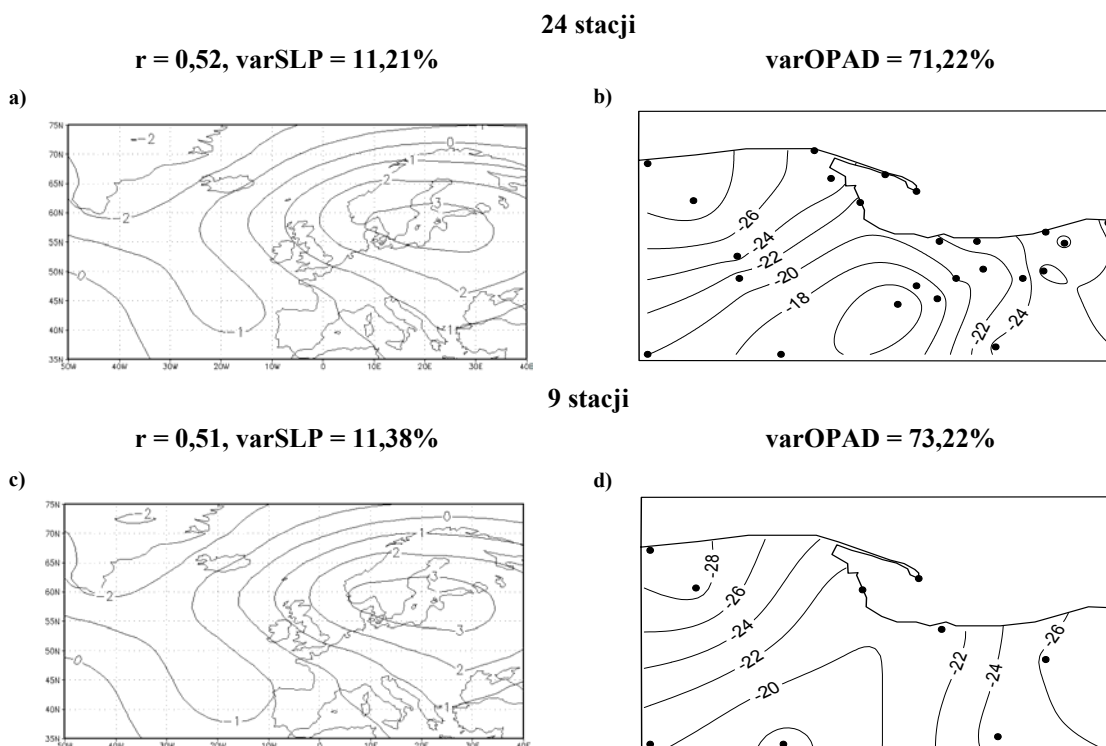
Fig. 2. Maps of the second eigenvector precipitation totals 1966-2005 for the following models in the Gulf of Gdansk region

Statystyczno-empiryczne funkcje przejścia między regionalnym polem barycznym nad Europą i północnym Atlantykiem a lokalnym polem opadów atmosferycznych w rejonie Zatoki Gdańskiej wyznaczono na podstawie danych z wielolecia 1976-1995. Posłużono się metodą analizy redundancyjnej (RDA).

Pierwsza mapa (rys. 3a, rys. 3c) w skali roku przedstawia dwa układy przeciwnych znaków. Kontynent europejski i przylegające doń akweny północnego Atlantyku są w zasięgu jednego ośrodka, podczas gdy pozostała część Atlantyku znajduje się pod wpływem ośrodka o przeciwnym znaku anomalii. Centrum układu obejmującego swym wpływem kontynent jest zlokalizowane nad Bałtykiem. Nad Grenlandią i nad przylegającymi do niej akwenami jest zlokalizowane centrum drugiego układu. Taki układ ośrodków zapewnia ogólnie południkowy przepływ mas powietrza nad znacznymi obszarami Atlantyku. Odpowiadająca tej mapie regionalnej lokalna mapa (rys. 3b, rys. 3d) przedstawia w rejonie Zatoki Gdańskiej anomalie jednakowego znaku, przy czym największe ujemne wartości zanotowano w Lęborku i Łebie (ponad 28 mm).

Tabela 3. Współczynniki korelacji (r) między regionalnym polem barycznym (SLP) a lokalnym polem sum opadów oraz wariancja przez nie wyjaśniana (var) dla okresu modelowego 1976-1995 dla rejonu Zatoki Gdańskiej dla modeli M24 i M9
 Table 3. The correlation coefficients (r) between the regional barometric field (SLP) and local precipitation field and the variance explained by them (var) for the model period 1976-1995 for the Gulf of Gdansk region for M24 and M9

		1 RDA	2 RDA	3 RDA	4 RDA	5RDA	6 RDA	7 RDA	8 RDA	Suma
M24	r	0,52	0,39	0,30	0,19	0,19	0,12	0,05	0,04	-
	$var O$	71,2	4,9	3,4	4,0	1,8	1,7	2,7	2,3	92,1
	$var SLP$	11,2	34,4	11,3	10,7	5,8	7,1	9,6	4,9	95,1
M9	r	0,51	0,32	0,28	0,20	0,15	0,14	0,10	0,02	-
	$var O$	73,2	7,5	4,1	4,0	2,4	1,4	2,7	3,9	99,1
	$var SLP$	11,4	22,9	18,4	17,0	5,1	9,2	6,5	4,4	95,1

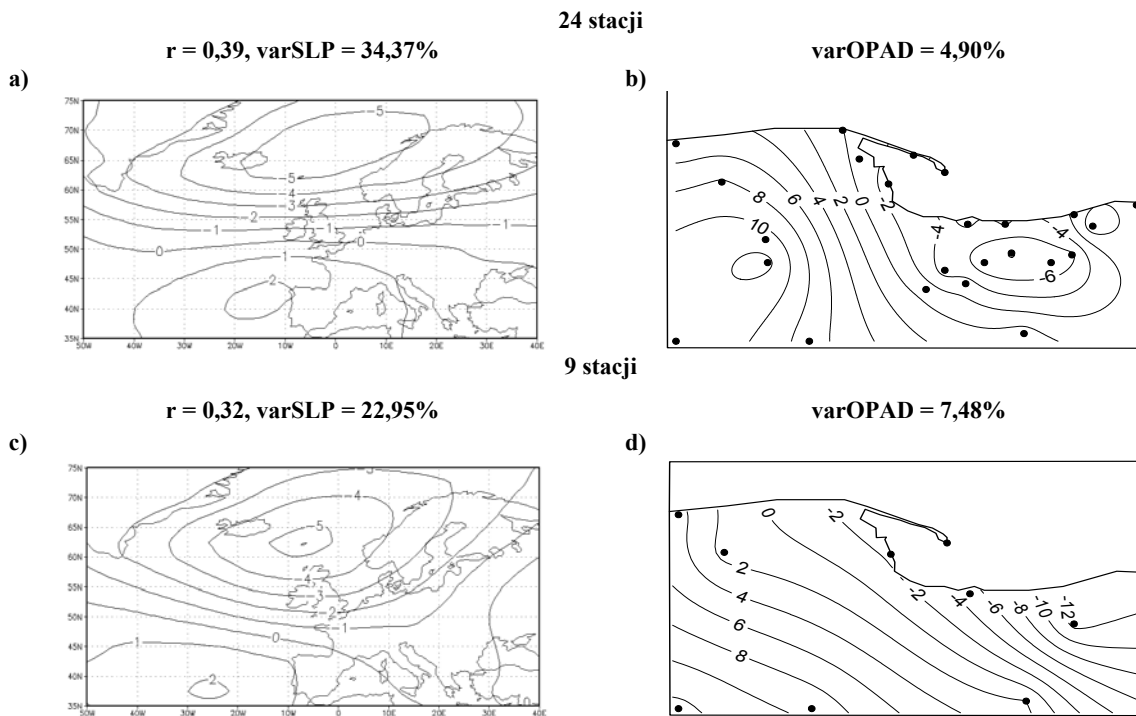


Rys 3. Pierwsza para map (RDA) regionalnego pola barycznego (hPa) rejonu północnego Atlantyku i Europy oraz map lokalnego pola sum opadów (mm) w rejonie Zatoki Gdańskiej dla okresu 1976-1995 w skali roku w modelach z 24 i 9 stacjami

Fig 3. The first pair of maps (RDA) regional barometric field (hPa) over the North Atlantic Ocean and Europe and precipitation (mm) in the Gulf of Gdansk region in the period 1976-1995 the annual scale in models from 24 and 9 stations

Druga mapa (rys. 4a, rys. 4c) redundancyjna regionalnego pola barycznego nad Europą i północnym Atlantykiem przedstawia dwa rozległe układy baryczne o przeciwnych znakach z centrami zlokalizowanymi w rejonie Islandii i Wysp Azorskich. Taki rozkład ciśnienia, zwany w literaturze układem North Atlantic Oscillation (NAO), czyli Oscylacją Północnoatlantycką, zapewnia strefowy przepływ mas powietrza (MIĘTUS, 1999). Odpowiadająca temu mapa pola lokalnego przedstawia rozkład anomalii przeciwstawnych znaków (rys. 4b, rys. 4d). Największe dodatnie wartości występują w Kościerzynie (24M) i w Chojnicach (9M), a największe ujemne w Kmiecinie (24M) i w Elblągu (9M).

Mapy pola regionalnego dla pierwszych dwóch par map redundancyjnych (rys. 3 i 4) prezentują praktycznie identyczne wymuszenie cyrkulacyjne na analizowanym obszarze. Redukcja liczby stacji w analizowanych modelach nie spowodowała znaczącej zmiany przebiegu izanomalii. We wszystkich modelach, niezależnie od liczby stacji, pole lokalne reaguje tak samo na wymuszenie, zarówno co do wartości i znaku anomalii opadów, jak i układu izolinii. Tak więc redukcja liczby stacji wejściowych pozostaje bez wpływu na czynnik wymuszający.

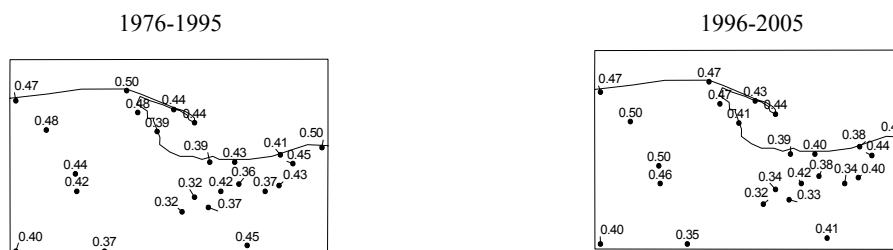


Rys 4. Druga para map (RDA) regionalnego pola barycznego (hPa) rejonu północnego Atlantyku i Europy oraz map lokalnego pola sum opadów (mm) w rejonie Zatoki Gdańskiej dla okresu 1976-1995 w skali roku w modelach z 24 i 9 stacjami

Fig 4. The second pair of maps (RDA) regional barometric field (hPa) over the North Atlantic Ocean and Europe and precipitation (mm) in the Gulf of Gdansk region in the period 1976-1995 the annual scale in models from 24 and 9 stations

WERYFIKACJA MODELU ZMIENNOŚCI WARUNKÓW PLUWIALNYCH W REJONIE ZATOKI GDAŃSKIEJ

Ostatnim etapem analizy czułości modelu warunków pluwialnych była weryfikacja modeli w rejonie Zatoki Gdańskiej w celu określenia wpływu redukcji liczby danych wejściowych na zdolność modelu do odtwarzania warunków pluwialnych na analizowanym obszarze badań (rys 5). Dla okresu zależnego (1976-1995) wartości współczynnika korelacji między serią obserwacyjną a serią odtworzoną analizowanego elementu są bardzo zbliżone – różnice dla poszczególnych stacji nie przekraczają kilku setnych, a średnią dla wszystkich stacji oraz zakres zmienności są praktycznie identyczne. Nieco większe różnice pojawiają się w okresie 1966-2005 – w niektórych przypadkach przekraczają wartość 0,1. Tym niemniej wartości uśrednione dla wszystkich stacji są praktycznie identyczne. Wartości współczynnika korelacji dla M24 i M9 są identyczne. Wyniki te pokazują, iż model o ograniczonej liczbie stacji pozwala na rekonstrukcję serii o bardzo zbliżonej wiarygodności do modelu wyjściowego.



Rys 5. Wartość współczynnika korelacji między seriami obserwacyjnymi i odtworzonymi na podstawie modelu statystyczno-empirycznego dla okresów 1976-1995 i 1996-2005 sum opadów atmosferycznych dla całego obszaru (M24)

Fig 5. The value of the correlation coefficient between the observational and reconstructed series on the basis of statistical-empirical model for the periods 1976-1995 and 1996-2005 precipitation totals for the entire area (M24)

PODSUMOWANIE

Analiza czułości modelu za pomocą redukcji liczby stacji okazała się zabiegiem uzasadnionym ponieważ przy redukcji stacji zanikają kontrasty (różnice w anomaljach) występujące pomiędzy blisko położonymi stacjami wynikające z czynników lokalnych. Określenie optymalnej liczby stacji oraz ich optymalnego układu podczas konstrukcji modelu techniką statystyczno-empirycznego downscalingu powinno zostać poprzedzone analizą empirycznych funkcji własnych wygenerowanych dla pól lokalnych i opisywanych przez różne układy stacji zlokalizowanych na tym samym obszarze badań. W wyniku skrupulatnie przeprowadzonej analizy wzajemnego oddziaływania stacji można dobrać taki zbiór, który będzie odzwierciedlał ogólny charakter zmienności elementu na danym obszarze. Zastosowanie techniki analizy redundancyjnej do konstrukcji modelu statystyczno-empirycznego pola opadu atmosferycznego pozwoliło na osiągnięcie założonego celu.

Wyniki przeprowadzonych obliczeń wykazują wpływ cyrkulacji regionalnej na opad atmosferyczny w rejonie Zatoki Gdańskiej. Napływ wilgotnych mas powietrza z nad oceanu powoduje występowanie w skali roku dodatnich anomalii sumy opadu około 10 mm na Pojezierzu Kaszubskim i nieznacznych ujemnych wartości anomalii na Żuławach Wiślanych. Odmienny układ cyrkulacyjny o małym gradientcie ciśnienia, w którym występuje słaba adwekcja lub jej brak generuje wysokie ujemne odchylenia wartości sumy opadu poniżej -20 mm na całym badanym obszarze.

LITERATURA

- Kalnay i in., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470
- Miętus M., 1999, Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego, Materiały Badawcze, Seria Meteorologia 29, IMGW, Warszawa, 157pp.
- Storch von H., Zorita E., 1997, A survey of statistical downscaling techniques, J. Climate, 10, 5-42.
- Tyler D., 1982, On the optimality of the simultaneous redundancy transformations, Psychometrika, 47, 77-86.

Joanna Jędruszkiewicz

Uniwersytet Łódzki, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź,
jjedruszkiewicz@gmail.com

SCENARIUSZ ZMIAN EKSTREMALNYCH WARUNKÓW TERMICZNYCH W REGIONIE ŁÓDZKIM NA LATA 2021-2050

Jędruszkiewicz J. **Scenario of changes extreme thermal in the lodz region for the years 2021-2050.** Extreme thermal events such as the heat wave in Europe in 2003, have a very important influence on economy, everyday life and human health. Changes in the distribution and intensity of the extreme temperatures significantly affect agriculture, energy system and water resources. The aim of the study is the simulation of the extreme temperature condition changes in the region of Lodz in the 2021-2050 on the basis of regional climate models. Analysis of changes in maximum and minimum temperatures for each season has clearly indicated increase in each of the quantiles. The largest increase is projected for the lowest winter minimum temperature quantiles of 5th and 25th up to 2.5-3.5°C. The lowest increases of maximum temperature of less than 1° C are projected for 75th quantile in spring and 95th in autumn.

Słowa kluczowe: ekstrema termiczne, wielo-modelowe projekcje, region Łódzki

Zarys treści

Ekstremalne zjawiska termiczne takie, jak fale upałów w Europie w roku 2003, wywierają bardzo duży wpływ na gospodarkę oraz codzienne życie i zdrowie człowieka. Zmiany w rozkładzie i intensywności temperatury ekstremalnej istotnie oddziałują na rolnictwo, system energetyczny oraz zasoby wodne. Celem pracy jest prognoza zmian ekstremalnych warunków termicznych w regionie łódzkim na lata 2021-2050 na podstawie wybranych regionalnych modeli klimatu. Analiza zmian wartości temperatury maksymalnej i minimalnej dla poszczególnych sezonów jednoznacznie wskazuje na wzrost wartości w każdym z badanych kwantyli. Największy wzrost przewidywany jest zimą dla najniższych wartości temperatury minimalnej kwantyli 5 i 25% do ok. 2,5-3,5°C. Z kolei najniższe prognozowane wartości wzrostu są dla temperatury maksymalnej dla kwantyla 75% wiosną i 95% jesienią i wynoszą poniżej 1°C.

WSTĘP

Projekcje zmian klimatu w dużej mierze opierają się na założeniach dotyczących emisji gazów cieplarnianych, wzrostu liczebności populacji i rozwoju gospodarczego na świecie. W związku z trudnością doboru właściwego scenariusza klimatycznego i ograniczeniami parametryzacji procesów zachodzących na powierzchni Ziemi, w atmosferze i poza systemem ziemskim nie jest możliwe stworzenie doskonałej prognozy klimatu. Jednakże ogromny potęg technologiczny, dzięki któremu naukowcy dążą do jak najlepszej parametryzacji procesów warunkujących klimat na Ziemi oraz mnogość regionalnych i globalnych modeli klimatu daje szansę do tworzenia coraz bardziej wiarygodnych projekcji przyszłych zmian klimatu. Jednocześnie prognozy m.in. zmian warunków termicznych umożliwiają lepszą adaptację do przyszłych zmian. Celem niniejszego opracowania jest opracowanie projekcji zmian częstość i intensywności ekstremalnych zjawisk termicznych w regionie łódzkim na lata 2021-2050.

METODY I DANE

Niniejsze opracowanie opiera się na analizie maksymalnej i minimalnej dobowej temperatury powietrza z wybranych regionalnych modeli klimatu oraz danych z obserwacji. Wyniki z regionalnych modeli kli-

matu HIRHAM5, HIRHAM, RegCM3, HadRM3 i RCA pozyskano z projektu ENSEMBLES a modelu CLM z Instytutu Maxa Plancka w Niemczech. Wartości dobowe temperatury maksymalnej i minimalnej z okresu 1971-2000 z 40 stacji synoptycznych wykorzystano dzięki uprzejmości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

W pierwszym etapie pracy obliczono różnice między wartościami symulowanymi przez wybrane regionalne modele klimatu a obserwacjami w okresie referencyjnym 1971-2000. W tym celu sprowadzono wszystkie wyniki modeli (wartości dobowe temperatury maksymalnej i minimalnej) do jednej siatki punktów gridowych o rozdzielczości 0,25° wyciągając średnią z koła o promieniu 75 km. Następnie dla każdego modelu wyliczono odpowiednio 5, 25, 50, 75 i 95 kwantyl. Wyniki z modeli uśredniono i zestawiono w jeden „multi-model” (R). Dane z obserwacji zostały również zregridowane do tej samej siatki punktów i obliczono odpowiednio te same wartości kwantyli dla koła o średnicy 100km (O) (DÉQUÉ, 2007). W drugim etapie prognozowane wyniki na lata 2021-2050 (S) pomniejszono o różnicę między symulacjami i obserwacjami. S* jest wartością symulacji poprawioną o błąd z okresu referencyjnego.

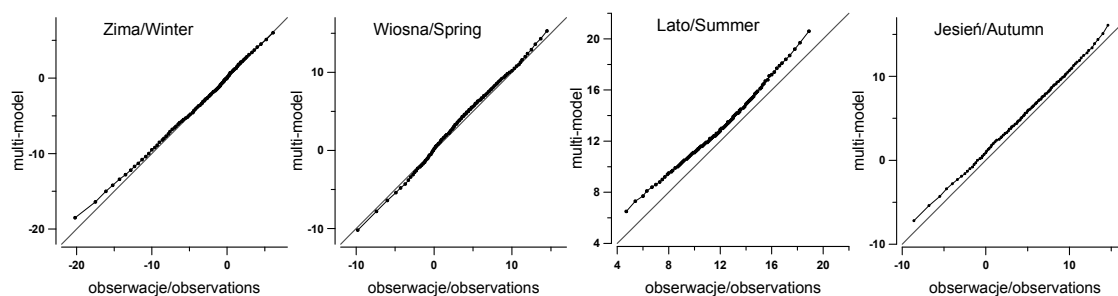
$$R-O=S-S^*$$

Dalsza część pracy obejmuje analizę sezonowych zmian w rozkładzie kwantyli maksymalnej i minimalnej temperatury powietrza: 5, 25, 50, 75, 95 między latami 2021-2050 a okresem referencyjnym na obszarze województwa łódzkiego.

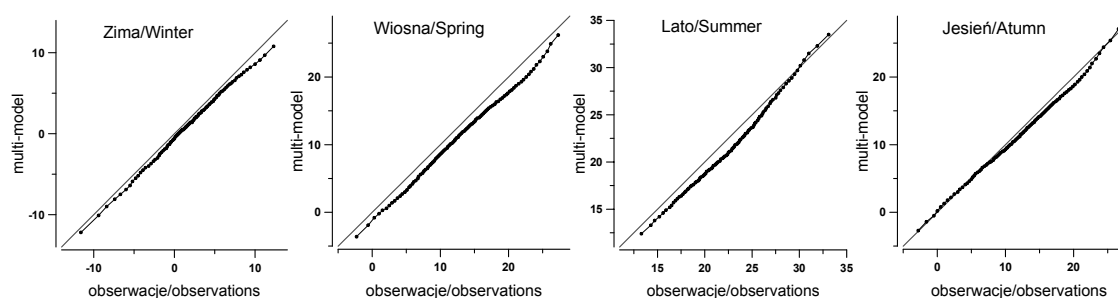
PORÓWNANIE WARTOŚCI KWANTYLI TEMPERATURY MAKSYMALNEJ I MINIMALNEJ Z „MULTI-MODELU” I OBSERWACJI W LATACH 1971-2000

W badanym okresie referencyjnym 1971-2000 nie widać znaczących różnic dla średniej sezonowej między wartościami z obserwacji a wartościami z „multi-modelu” (rys. 1). Różnice zazwyczaj nie przekraczają 1°C. W przypadku temperatury minimalnej w okresie zimowym i wiosennym wartości niemalże pokrywają się za wyjątkiem dolnej części rozkładu w zimie, w której model wskazuje na wartości wyższe niż obserwacje.

a)



b)



Rys. 1. Wykresy kwantyli z „multi-modelu” w funkcji kwantyli 1-99% z obserwacji dla a) temperatury minimalnej, b) temperatury maksymalnej dla sezonów w latach 1971-2000.

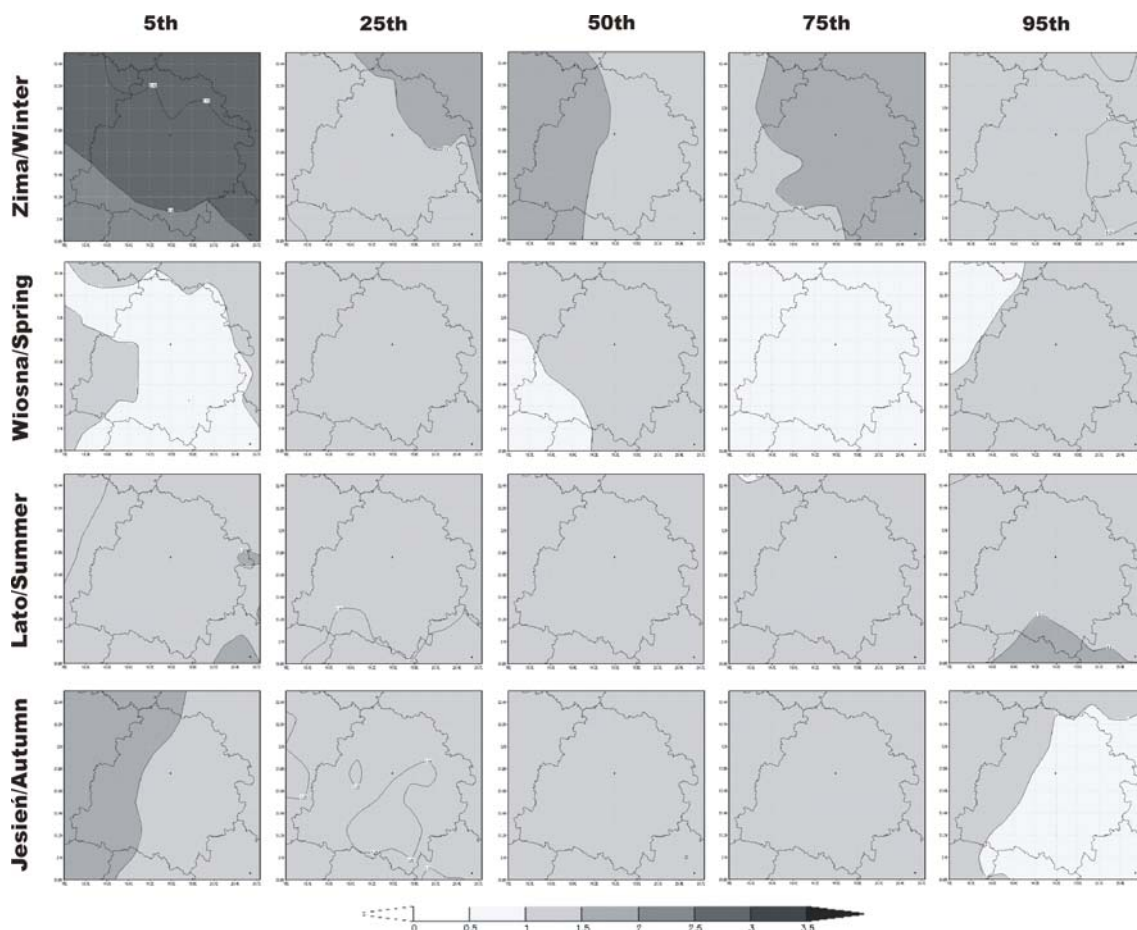
Ryc. 1. Scatterplots of “multi-model” vs. observation quantiles 1-99th for a) maximum temperature, b) minimum temperature for seasons in 1971-2000 period.

Największe rozbieżność temperatury minimalnej widoczna jest w lecie, model prezentuje wyniki od około 1°C wyższe w centrum rozkładu do 2°C w skrajnych jego częściach. Wartości temperatury maksymalnej najbardziej odbiegają od obserwacji wiosną i latem do około 1,5°C. Wiosną powyżej trzeciego kwantyla, zaś latem w centrum rozkładu temperatura maksymalna „multi-modelu” jest niższa od obser-

wacji maksymalnie o 2-2,5°C. Dużo lepiej dopasowane wyniki są w okresie jesieni i zimy, widoczne rozbieżności występują powyżej kwantyla 80-90%.

SEZONOWE ZMIANY WARTOŚCI KWANTYLI MAKSYMALNEJ TEMPERATURY POWIETRZA

Na obszarze województwa łódzkiego prognozowany jest wzrost każdego z analizowanych kwantyli temperatury maksymalnej (rys. 2).



Rys. 2. Zmiany wartości kwantyli dobowej maksymalnej temperatury powietrza w woj. łódzkim w okresie 2021-2050 w stosunku do okresu referencyjnego (1971-2000).

Ryc. 2. Changes of the maximum temperature quantiles in the Lodz province in 2021-2050 compared to reference period (1971-2000).

„Multi-model” najwyższy wzrost przewiduje na okres zimy dla dolnych kwantyli (5%) rozkładu, przekraczający 3°C na obszarze prawie całego województwa poza południowym krańcem. W pozostałych częściach rozkładu wzrost sięga około 1,5-2°C. Zdecydowanie najniższy wzrost temperatury maksymalnej przewidywany jest na okres wiosenny, sięgający 1°C dla kwantyla 5% i 75%, a w pozostałych przypadkach wynoszący niewiele powyżej 1°C.

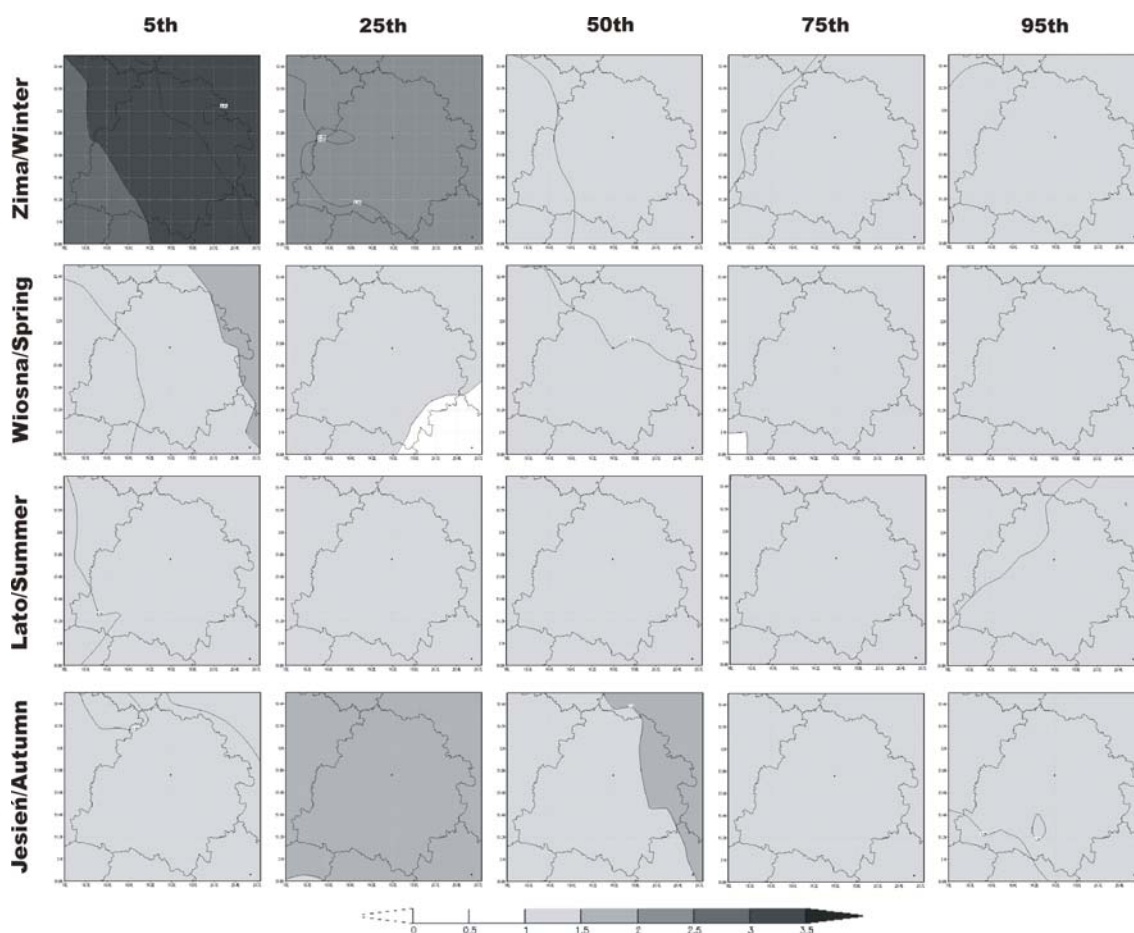
W okresie letnim nie widać istotnych różnic w wartościach poszczególnych kwantyli, a wzrost temperatury wyniesie niecałe 1,5°C. Podobny wzrost temperatur przewidywany jest między pierwszym i trzecim kwartylem w okresie jesieni. Natomiast w dolnej części rozkładu temperatury (kwantyl 5%) wzrost będzie większy we wschodniej części regionu (powyżej 1,5), zaś w górnej części rozkładu (kwantyl 95%) nieco mniejszy, poniżej 1°C w części centralnej, południowej i wschodniej województwa.

Uogólniając, wzrost temperatury charakteryzuje się w miarę jednolitym przestrzennym rozkładem na obszarze województwa, najczęściej ocieplenie szacowane jest na 1-1,5°C szczególnie w rozkładzie między pierwszym i trzecim kwartylem w okresie letnio-jesiennym.

Wyniki modeli wskazują, że na terenie województwa łódzkiego mediana maksymalnej temperatury powietrza w zimie wyniesie około 3°C, pierwsze 5% wartości w rozkładzie wyniesie poniżej -4°C zaś wartości powyżej kwantyla 95% sięgną powyżej 11°C. Z kolei latem środkowa wartość rozkładu oscyluje wokół 24°C, zaś 5% najwyższych wartości przekroczy 31,5°C.

SEZONOWE ZMIANY WARTOŚCI KWANTYLI MINIMALNEJ TEMPERATURY POWIETRZA

Biorąc pod uwagę sezonowy rozkład kwantyli wartości temperatury minimalnej w pierwszej kolejności widoczny jest wzrost temperatury w każdej porze roku (rys. 3). Najwyższy wzrost prognozowany jest zimą w dolnej części rozkładu, kwantyl 25% wskazuje na wzrost o ponad 2,2°C, kwantyl 5% o ponad 3°C, a nieco poniżej tych wartości w południowo-zachodniej części województwa łódzkiego. Wyjątkowo intensywne ocieplenie dolnej części rozkładu temperatury minimalnej w zimie świadczy o prognozie dużo łagodniejszych zim w przyszłości oraz coraz rzadziej występujących zim mroźnych i bardzo mroźnych. Jesienią stosunkowo duże ocieplenie najniższych wartości szacowane jest dla kwantyla 25% i mediany, odpowiednio o ponad 1,5 i 1,25-1,75°C. Takie zmiany skutkować mogą wydłużeniem okresu wegetacyjnego, cieplejszą, dłużej trwającą jesienią i późniejszym nadejściem zimy. „Multi-model” we wszystkich sezonach dla kwantyla 50% i wyższych wskazuje na wzrost temperatury minimalnej w regionie łódzkim rzędu 1-1,5°C. Najmniej zróżnicowanym sezonem pod względem rozkładu jest lato, w każdym z badanych kwantyli widoczne jest ocieplenie rzędu 1-1,5°C.



Rys. 3. Zmiany wartości kwantyli dobowej minimalnej temperatury powietrza w woj. łódzkim w okresie 2021-2050 w stosunku do okresu referencyjnego (1971-2000).

Ryc. 3. Changes of the minimum temperature quantiles in the Lodz province in 2021-2050 compared to reference period (1971-2000).

Projekcje wyników z „multi-modelu” w województwie łódzkim dla zimy przewidują dla 5% najchłodniejszych dni temperaturę minimalną poniżej -12°C, a w 5% przypadków temperatura minimalna

przekroczy 11°C. Latem wartość centralna rozkładu temperatury minimalnej oscyluje wokół 13°C, w 5% dni temperatura minimalna spadnie poniżej 8°C i w 5% przekroczy 18°C.

PODSUMOWANIE

Wzrost maksymalnej i minimalnej dobowej temperatury powietrza w Łodzi, szczególnie w chłodnej porze roku obserwujemy co najmniej od drugiej połowy XX wieku (WIBIG, GŁOWICKI, 2002). Projekcje regionalnych modeli klimatu wskazują na utrzymanie trendu rosnącego ekstremów termicznych. Szczególnie duży wzrost temperatury minimalnej i maksymalnej w regionie łódzkim spodziewany jest w dolnej części rozkładu (kwantyl 5%) zimą powyżej 3-3,25°C. Średni wzrost temperatury ekstremalnej szacowany jest na około 1-1,5°C, z nieco większym wzrostem temperatury minimalnej o około 0,25-0,5°C. Większy wzrost temperatury minimalnej w stosunku do maksymalnej w Europie Środkowej, został zauważony również m. in. przez KJELLSTRÖM i in., (2006). W związku z powyższym, projekcje wskazują na spadek dobowej amplitudy temperatury, coraz cieplejsze i później występujące zimy oraz wydłużenie okresu wegetacyjnego. Dalsze letnie ocieplenie prawdopodobnie warunkować będzie większe zapotrzebowanie na klimatyzację, a w związku z tym zwiększone zużycie energii elektrycznej. Z kolei większa częstość łagodnych zim spowoduje oszczędności energii cieplnej. Wzrost temperatury maksymalnej latem może doprowadzić do pogorszenia warunków życiowych i zdrowotnych człowieka w związku z tym konieczne będzie podjęcie kroków adaptacyjnych, ułatwiających funkcjonowanie szczególnie w dużych miastach województwa: Łódź, Piotrków Trybunalski, Pabianice, Tomaszów Mazowiecki, Bełchatów i Zgierz.

Projekt współfinansowany ze środków Unii Europejskiej w ramach Europejskiego Funduszu Społecznego - „Człowiek – najlepsza inwestycja”

LITERATURA

- Déqué M., 2007: Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57:16-26.
- Kjellström E., Bärring L. Jacob D., Jones R. Lenderink G., Schär C., 2006: Modelling daily temperature extremes: recent climate and future changes over Europe. *Climatic Change* 81: 249–265.
- Kyselý J., 2000: Changes in the occurrence of extreme temperature events. Autoreport on Doctoral Thesis, Department of Meteorology and Environment Protection, Charles University, Prague: 1-23.
- Wibig J., Głowicki B., 2002: Trends of minimum and maximum temperature in Poland. *Clim. Res.*, 20: 123-133.

Magdalena Opała

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Klimatologii, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
mopala@us.edu.pl

WARUNKI KLIMATYCZNE NA GÓRNYM ŚLĄSKU W OKRESIE 1645–2009 NA PODSTAWIE ANALIZY LAT WSKAŹNIKOWYCH *Abies alba*, *Pinus sylvestris*, *Larix decidua*, *Fagus sylvatica* i *Quercus* spp.

Opała M. **Climatic conditions in Upper Silesia in the period 1645-2009 on the basis of pointer years analysis of *Abies alba*, *Pinus sylvestris*, *Larix decidua*, *Fagus sylvatica* and *Quercus* spp.** Pointer years were identified for tree-ring chronologies of silver fir, Scots pine, european larch, common beech, sessile oak, pedunculate oak, northern red oak and then related to weather records (documentary and instrumental data) during the 17th- 20th centuries. The strongest pointer years occurred throughout a range of taxa and were compared with other regions. Exceptional years (dry, wet and frosty) in Upper Silesia particularly often appear in the periods: 1645-1720, 1834-1876, 1940-1976.

Słowa kluczowe: lata wskaźnikowe, dane pośrednie, dendroklimatologia, Górny Śląsk

Zarys treści

Na podstawie chronologii przyrostowych jodły pospolitej, sosny zwyczajnej, modrzewia europejskiego, buka zwyczajnego oraz dębów szypułkowego, bezszypułkowego i czerwonego wyznaczono lata wskaźnikowe, które powiązane z warunkami pogodowymi (danymi historycznymi i instrumentalnymi) panującymi od XVII do XX wieku. Najwyraźniejsze lata wskaźnikowe wystąpiły u wielu taksonów i zostały porównane z innymi regionami. Lata wyjątkowe (posuszne, mokre oraz mroźne) na Górnym Śląsku szczególnie często pojawiały się w okresach: 1645-1720, 1834-1876, 1940-1976.

WPROWADZENIE

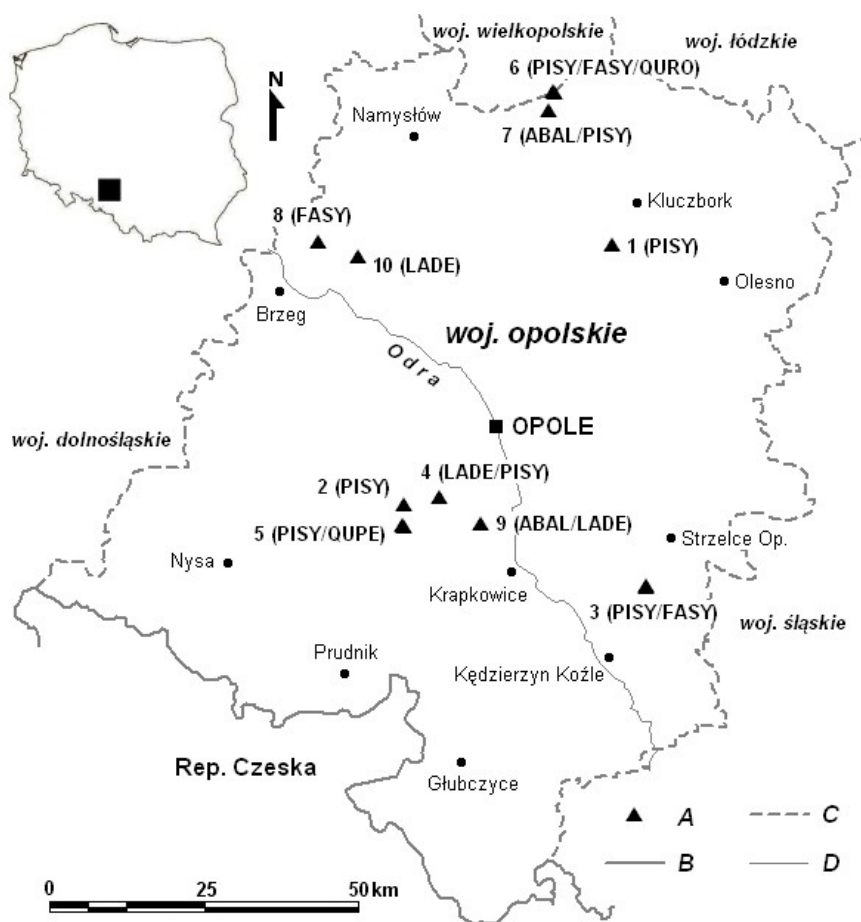
W kontekście współczesnych zmian klimatu dużo miejsca poświęca się badaniom warunków klimatycznych w przeszłości, zwłaszcza rekonstrukcjom zmian klimatu ostatniego tysiąclecia. Do badania historii klimatu okresu przedinstrumentalnego stosuje się pośrednie wskaźniki klimatu, czyli dane geologiczne, glaciologiczne, biologiczne oraz historyczne (BRAZDIL, 2000). Źródłem informacji o przeszłej pogodzie i klimacie, w tym także o ekstremalnych warunkach klimatycznych mogą być szerokości przyrostów rocznych drzew. W literaturze dendrochronologicznej (SCHWEINGRUBER i in., 1990; KAENNEL i SCHWEINGRUBER, 1995; ZIELSKI i KRĄPIEC, 2004), wyróżnia się pojęcia „lat wskaźnikowych”, czyli takich, w których większość osobników na danym obszarze wykształca węższe (rok wskaźnikowy negatywny) lub szersze przyrosty (rok wskaźnikowy pozytywny) niż w roku poprzednim oraz „lat ekstremalnych”, w których wytwarzane są wyjątkowo wąskie lub wyjątkowo szerokie przyrosty roczne. Idea lat wskaźnikowych wywodzi się z wizualnej metody wzorca szkieletowego (ang. *skeleton plot*), której korzenie sięgają pionierskich badań dendrochronologicznych DOUGLASS'A (1939). Statystyczne podstawy tej analizy opisali HUBER (1943) oraz ECKSTEIN i BAUCH (1969). Obecnie metoda wykorzystywana jest powszechnie w badaniach dendroklimatycznych (np. ELFERTS, 2007; KOPROWSKI i in., 2009; BÜNTGEN i in., 2010), chociaż stosowanie subiektywnych kryteriów i różnych sposobów obliczania lat wskaźnikowych jest dyskusyjne i może powodować trudności interpretacyjne (BIJAK, 2007). Ponadto otrzymywane lata wskaźnikowe są nie tylko zapisem ekstremalnych warunków klimatycznych, ale mogą także zawierać informację o zmianach ekologicznych w drzewostanie, dlatego wnioskowanie o przeszłych warunkach klimatycznych powinno być uzupełnione analizą materiałów meteorologicznych.

Celem pracy jest odtworzenie występowania lat wyjątkowych dzięki analizie szczególnie wąskich lub szczególnie szerokich przyrostów rocznych drzew porównanych z zapiskami historycznymi dotyczącymi warunków meteorologicznych w ubiegłych stuleciach.

MATERIAŁY I METODY BADAŃ

Chronologie przyrostowe

Do analizy lat wskaźnikowych wykorzystane zostały chronologie przyrostowe jodły pospolitej *Abies alba*, sosny zwyczajnej *Pinus sylvestris*, modrzewia europejskiego *Larix decidua*, buka zwyczajnego *Fagus sylvatica*, dębu bezszypułkowego *Quercus petraea*, dębu szypułkowego *Quercus robur* i dębu czerwonego *Quercus rubra*. Próby dendrochronologiczne zebrano z drzew w rezerwach przyrody zlokalizowanych w województwie opolskim (rys. 1). Do chronologii sosnowej włączono także sekwencje pochodzące z drewna historycznego zebranego w budynkach zabytkowych (OPAŁA, 2010).



Rys. 1. Lokalizacja rezerwatów przyrody objętych badaniami dendrochronologicznymi

Objaśnienia: A – rezerваты objęte badaniami (1 – „Bażany”, 2 – „Blok”, 3 – „Boże Oko”, 4 – „Jaśkowice”, 5 – „Jeleni Dwór”, 6 – „Komorzno”, 7 – „Krzywiczyny”, 8 – „Lubsza”, 9 – „Przysiecz”, 10 – „Śmiechowice”, PISY – *Pinus sylvestris*, LADE – *Larix decidua*, ABAL – *Abies alba*, FASY – *Fagus sylvatica*, QUPE – *Quercus petraea*, QURO – *Quercus robur*); B – granica państwa; C – granice województw; D – rzeki.

Fig. 1. Location of nature reserves covered by the dendrochronological surveys

Explanations: A – surveyed reserves (1 – „Bażany”, 2 – „Blok”, 3 – „Boże Oko”, 4 – „Jaśkowice”, 5 – „Jeleni Dwór”, 6 – „Komorzno”, 7 – „Krzywiczyny”, 8 – „Lubsza”, 9 – „Przysiecz”, 10 – „Śmiechowice”, PISY – *Pinus sylvestris*, LADE – *Larix decidua*, ABAL – *Abies alba*, FASY – *Fagus sylvatica*, QUPE – *Quercus petraea*, QURO – *Quercus robur*); B – state border; C – boundaries of provinces; D – rivers.

Pomiary przeprowadzono w Katedrze Klimatologii na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu na przyrostomierzu LINTAB 6 z automatyczną rejestracją wyników w programie TSAPWinMeasure (RINN, 2010). Statystyczne opracowanie sekwencji szerokości przyrostów rocznych

wykonano za pomocą oprogramowania COFECHA, a budowę chronologii - oprogramowania ARSTAN (HOLMES, 1999). Parametry zbudowanych chronologii szerokości przyrostów rocznych zawiera tabela 1. Analiza lat wskaźnikowych została wykonana w programie WEISER (GONZALEZ, 2001), gdzie za kryterium wyróżniania lat wskaźnikowych przyjęto występowanie jednokierunkowych zmian przyrostów u 80% drzew w zbiorze złożonym z minimum 10 sekwencji.

Tabela 1. Chronologie przyrostowe wykorzystane do analizy lat wskaźnikowych
Table 1. Tree-ring chronologies used for pointer years analysis

Gatunek	Zasięg czasowy >3 prób (liczba lat)	Liczba prób	Zgodność prób w chronologii (r)
<i>Abies alba</i>	1841-2010 (169)	13	0,502
<i>Fagus sylvatica</i>	1803-2010 (207)	10	0,478
<i>Larix decidua</i>	1809-2010 (202)	34	0,546
<i>Pinus sylvestris</i>	1599-2010 (411)	113	0,506
<i>Quercus petraea</i>	1745-2010 (266)	15	0,537
<i>Quercus robur</i>	1799-2010 (212)	15	0,528
<i>Quercus rubra</i>	1911-2010 (100)	9	0,677

Zapiski historyczne i dane meteorologiczne

Dane historyczne pochodzą z opracowań archiwalnych źródeł wykonanych przez NAMACZYŃSKĄ (1937), INGLOTA (1962, 1968), ROJECKIEGO (1965) i KWAKA (1987). Użyte dane meteorologiczne pochodzą ze stacji we Wrocławiu. W celach porównawczych uwzględniono także wczesne obserwacje meteorologiczne wykonywane na Śląsku (GALLE, 1857; HELLMANN, 1906).

LATA WSKAŹNIKOWE W GÓRNOŚLĄSKICH CHRONOLOGIACH PRZYROSTOWYCH

Największy procentowy udział lat wskaźnikowych wystąpił w chronologii dębu bezszypułkowego (9 lat pozytywnych i 19 lat negatywnych) i dębu czerwonego (7 lat pozytywnych i 11 lat negatywnych). W obrębie rodzaju *Quercus* wystąpiło także najwięcej wspólnych lat wyjątkowych. Wspólne lata pozytywne dębu wytworzyły się w: 1959 (ciepły grudzień i deszczowy lipiec) oraz 2001 (bardzo wysokie opady lipca), zaś negatywne w: 1806 (niskie opady lata), 1876 (niskie opady lata oraz silne mrozy grudniu i styczniu), 1922 (mroźna zima), 1940 (mroźna zima), 1943 (mroźna zima oraz niskie opady w lipcu), 1998 (niskie opady lata), 1999 (niskie opady roczne). Część lat wskaźnikowych dębów z Górnego Śląska jest zgodna z latami wskaźnikowymi wyznaczonymi dla dębów z innych stanowisk w Polsce: lata pozytywne – 1770 (Wolin), 1829 (Warszawa), 1890 (cała Polska), 1919 (Kraków), 1931 (Pomorze), 1932 (Toruń, Hajnówka, Koszalin), 1986 (Pomorze); negatywne - 1781 (Wolin), 1800 (Toruń), 1858 (Wrocław), 1882 (cała Polska), 1943 (Gdańsk) (BORYCZKA i in., 2007).

W chronologii jodłowej wyznaczono 3 lata wskaźnikowe pozytywne: 1872, 1873 (lata wskaźnikowe jodły w całej Polsce) i 1975 oraz 6 lat negatywnych, z których 1964 jest rokiem wskaźnikowym także dla jodeł z Gór Świętokrzyskich i Kaszub, a 1996 jest rokiem wskaźnikowym jodeł z całej Polski (SZYCHOWSKA-KRAPIEC, 2009; BRONISZ i in., 2010). Wyjaśnienie lat wskaźnikowych jodły z Górnego Śląska jest trudne, ze względu na złożoną reakcję dendroklimatyczną – mieszany sygnał termiczno-opadowy, istotny dla wielu miesięcy roku bieżącego i roku poprzedzającego powstanie przyrostu.

Tabela 2. Lata wskaźnikowe chronologii górnośląskich dla poszczególnych gatunków drzew; n-liczba lat, % - udział lat wskaźnikowych w długości serii

Table 2. Pointer years in chronologies from Upper Silesia for particular tree species; n-number of years, % - contribution of pointer years in the length of the series

Gatunek	Okres, dla którego wyznaczono lata wskaźnikowe	Lata wskaźnikowe			
		pozytywne		negatywne	
		n	%	n	%
<i>Pinus sylvestris</i>	1645-2010	14	3,8	22	6
<i>Abies alba</i>	1872-2010	3	2,2	6	4,3
<i>Larix decidua</i>	1816-2010	8	4,1	9	4,6
<i>Fagus sylvatica</i>	1863-2010	5	3,4	5	3,4
<i>Quercus petraea</i>	1751-2010	9	3,5	19	7,3
<i>Quercus robur</i>	1806-2010	7	3,4	12	5,8
<i>Quercus rubra</i>	1915-2010	7	7,4	11	11,6

W 411-letniej chronologii sosnowej wyznaczono 36 lat wskaźnikowych: 14 lat pozytywnych i 22 lata negatywne (tab. 2,3,4). Wyjątkowo szerokie przyrosty sosny pojawiają się w latach, w których współwystępują wysokie temperatury w lutym i marcu razem z dużą ilością opadów od czerwca do sierpnia. Lata negatywne wiążą się głównie z silnymi mrozami w grudniu, lutym i marcu lub z niedoborem opadów czerwcowych i rocznych. Niektóre lata wyznaczone w górnośląskiej chronologii sosnowej występują także w innych chronologiach sosnowych: 1940 (Pomorze, Polska południowa, Polska centralna, Europa Środkowa), 1969 (Pomorze, Polska centralna), 1976 (Pomorze, Polska północna, Polska centralna), 1833 (Pomorze, Polska centralna) (CEDRO, 2004; SZYCHOWSKA-KRAPIEC, 2009).

Lata wskaźnikowe modrzewia europejskiego powiązane są przede wszystkim z ilością opadów wiosenno-letnich, a ich niedobór powodował wystąpienie wąskich przyrostów w latach: 1813, 1858, 1875, 1951. W niektórych latach (1823 i 1968) ograniczenie przyrostu było spowodowane wysoką temperaturą czerwca i niskimi sumami opadów w tym miesiącu.

Tabela 3. Lata wskaźnikowe pozytywne dla poszczególnych gatunków drzew z obszaru Górnego Śląska; wartości pogrubione oznaczają rok wskaźnikowy także dla innych stanowisk w Polsce
Table 3. Positive pointer years for the various species of trees from the area of Upper Silesia; bold values indicate the pointer year for other sites in Poland

Gatunek	Lata wskaźnikowe
<i>Pinus sylvestris</i>	1647, 1652, 1688, 1704, 1713, 1728, 1734, 1758, 1846, 1861 , 1871, 1912, 1927, 1966
<i>Abies alba</i>	1872-1873, 1975
<i>Larix decidua</i>	1816, 1822, 1842, 1940, 1955, 1961 , 1979, 1986
<i>Fagus sylvatica</i>	1871, 1887, 1903-1904, 1916
<i>Quercus petraea</i>	1749, 1764, 1770, 1778, 1780, 1798, 1861, 1919, 2001,
<i>Quercus robur</i>	1829, 1890, 1896, 1931, 1959, 1982, 1986
<i>Quercus rubra</i>	1932, 1939, 1959, 1967, 1982, 1991, 2001

Tabela 4. Lata wskaźnikowe negatywne dla poszczególnych gatunków drzew z obszaru Górnego Śląska; wartości pogrubione oznaczają rok wskaźnikowy także dla innych stanowisk w Polsce
Table 4. Negative pointer years for the various species of trees from the area of Upper Silesia; bold values indicate the pointer year for other sites in Poland

Gatunek	Lata wskaźnikowe
<i>Pinus sylvestris</i>	1645, 1648, 1673, 1696, 1715-1716, 1721, 1753, 1768 , 1785, 1811, 1833-1834, 1858 , 1908 , 1940, 1952, 1964 , 1969, 1976, 2006 , 2010
<i>Abies alba</i>	1879, 1930 , 1948, 1964 , 1996, 2006
<i>Larix decidua</i>	1813, 1823, 1859, 1875- 1876 , 1930 , 1951, 1964, 1984
<i>Fagus sylvatica</i>	1863, 1886, 1893 , 1900, 1985
<i>Quercus petraea</i>	1751, 1768 , 1773, 1781, 1800, 1806 , 1818, 1838, 1848, 1858 , 1876 , 1893 , 1907, 1922 , 1934, 1974, 1998-1999 , 2010
<i>Quercus robur</i>	1806 , 1858 , 1862, 1876 , 1882, 1890, 1908 , 1934, 1943 , 1988 , 1998-1999
<i>Quercus rubra</i>	1915, 1922 , 1930 , 1935, 1943 , 1957, 1964 , 1968, 1979, 1988 , 2003

WARUNKI KLIMATYCZNE NA GÓRNYM ŚLĄSKU W OKRESIE 1645-2009 NA PODSTAWIE ANALIZY LAT WSKAŹNIKOWYCH ORAZ DANYCH HISTORYCZNYCH

Na podstawie szczególnie wąskich lub szczególnie szerokich przyrostów rocznych drzew porównanych z zapiskami historycznymi dotyczącymi warunków meteorologicznych w ubiegłych stuleciach, podjęto próbę zrekonstruowania występowania lat wyjątkowych (mroźnych, wilgotnych i suchych) na Górnym Śląsku (tab. 4).

Pomimo zróżnicowanej reakcji dendroklimatycznej poszczególnych gatunków, najwyraźniejsze lata wskaźnikowe zaznaczają się jednocześnie w wielu chronologiach. Największe spadki przyrostów obecne u różnych gatunków drzew wystąpiły w 1768, 1806, 1858, 1876, 1893, 1908, 1922, 1964, 2006, 2010, a lata pozytywne - w 1861 i 1961. Porównanie wyznaczonych lat negatywnych z zapiskami historycznymi i danymi meteorologicznymi pokazuje, iż korespondują one z występowaniem susz, mroźnych zim oraz przymrozków wiosennych. Lata pozytywne z chronologii górnośląskich również informują o szczególnych warunkach meteorologicznych – długotrwałych opadach przekraczających normy wieloletnie. Na podstawie chronologii sosnowej z Górnego Śląska, obejmującej ostatnie cztery stulecia, można zaobserwować wzrost częstości występowania lat wyjątkowych w okresach: 1645-1720, 1834-1876, 1940-1976. Pierwszy wyróżniony okres, znany w literaturze jako Minimum Maundera (LUTERBACHER i in., 2001), charakteryzował się wystąpieniem 11 lat wyjątkowych, a w świetle zapisków historycznych jest to okres następujących po sobie szczególnie mokrych lat (tab. 4). W okresie 1834-1876 charakterystyczne było częste pojawianie się posuch letnich, najsilniejszych w latach 1834, 1858, 1876. Według danych dendrochronologicznych i meteorologicznych z Górnego Śląska susze wystąpiły także w 1900, 1908, 1930, 1969, 1976, 2006. Natomiast okresy z latami pozytywnymi (mokrymi) wystąpiły na przełomie

XVIII i XIX stulecia, w latach 20 XIX wieku oraz w 1861, 1871, 1912, 1986 i 2001. Wyjątkowo mroźne zimy powodujące powstanie bardzo wąskiego przyrostu rocznego wystąpiły w czasie analizowanego okresu zaledwie cztery razy, w 1780, 1785, 1940 oraz 1996.

Jedynie niektóre okresy wyróżnionych fluktuacji klimatycznych z obszaru Górnego Śląska są zgodne z rekonstrukcją warunków klimatycznych w skali kontynentalnej. Jest to zwilgocenie klimatu na przełomie XVII i XVIII wieku, wystąpienie okresu szczególnie suchego w latach 30. XVIII wieku oraz okresu szczególnie chłodnego w latach 80. XIX wieku i w latach 40. XX wieku, opisane przez BRADLEYA i JONESA (1992) w rekonstrukcji warunków klimatycznych Europy.

Tabela 5. Wybrane lata z wyjątkowo szerokimi (+) i wąskimi (-) przyrostami rocznymi na Górnym Śląsku od XVII do XX wieku w porównaniu z zapiskami historycznymi i danymi instrumentalnymi (miesięczne i sezonowe sumy opadów wyrażone jako procent normy z okresu 1961-1990)

Table 5. Selected years of exceptionally wide (+) and narrow (-) annual increments in Upper Silesia from the XVII to the XX century compared with the historical and instrumental data (monthly and seasonal precipitation totals are expressed in percentage of the 1961–1990 reference period)

Rok	Lata wskaźnikowe w chronologiach przyrostowych						Dane historyczne i instrumentalne dotyczące warunków meteorologicznych na Górnym Śląsku
	<i>Abies alba</i>	<i>Fagus sylvatica</i>	<i>Larix decidua</i>	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Quercus petrea</i>	<i>Quercus robur</i>	
1648				-			„suche lato sprzyjało pojawieniu się szarańczy”
1652				+			rok powodziowy, „Jest to już czwarty z rzędu rok klęski deszczowej w Polsce”
1673				-			„od 1670 przez trzy kolejne lata zima i cały rok mokry, mokre żniwa, powódzie jesienne, częste wylewy rzek, przeszkody w zbiorze zbóż i zasiewach, spóźniony zasiew ozimin..”
1688				+			„lato jest niezwykle dżdżyste i mokre, deszcze padają bez przerwy w ciągu całego lata, powodując znaczne wylewy rzek”
1713				+			Mokry rok, wylew Odry na wiosnę
1729				-			Wielka powódź, przymrozki wiosenne
1734				+			Mokry rok
1749					+		Ciepła zima
1768				-	-		Przymrozki wiosenne
1773					-		Posucha
1780					-		Mroźna zima, przymrozki wiosenne, opady śniegu w maju
1781					-		Przymrozki wiosenne
1785				-			Mroźna zima, mokry rok, "wielka powódź"
1800					-		Posucha
1806					-	-	Od 1803 przez trzy kolejne lata nadmiar wilgoci w miesiącach letnich
1811				-			Posucha
1823			-				dwu miesięczny nadmiar wilgoci
1829						+	Mokre lato, „wielka powódź nawiedziła Górny Śląsk..”
1834				-			Posucha
1858				-	-	-	Posucha w czerwcu
1861				+	+		opady letnie 133% normy
1871		+		+			opady lipca 203% normy
1876			-		-	-	opady letnie 83%, a opady lipca 65% normy
1893		-			-	-	opady letnie 55% normy
1900		-					opadów lata 61% normy
1908				-		-	opady czerwca 57% normy
1912				+			opady sierpnia 187% normy
1930	-		-			-	opady czerwca 15% normy
1940				-			Mroźna zima, rok wskaźnikowy w całej Europie Środkowej
1952				-			35% opady lipca
1964	-		-	-			opady czerwca 49%, a września 30% normy
1969				-			Susze, opady lipca 16% normy
1976				-			opady czerwca 27,5% normy
1986			+			+	opady letnie 137%
1996	-						niskie temperatury od grudnia do lutego
2001					+	+	opady lipca 246% normy
2006	-			-			katastrofalne susze, opady lipca 26% normy

Zapiski historyczne

Dane instrumentalne

PODSUMOWANIE

W okresie 1645-2009 warunki klimatyczne na Górnym Śląsku podlegały fluktuacjom, w tym także o charakterze lokalnym, co odzwierciedlają rezultaty przeprowadzonej analizy lat wskaźnikowych wyznaczonych na podstawie chronologii przyrostów rocznych drzew. Uzyskane wyniki pokazują, iż dane dendrochronologiczne mogą stanowić cenne uzupełnienie rekonstrukcji klimatycznych wykonywanych na podstawie materiałów historycznych oraz danych pochodzących z wczesnych obserwacji instrumentalnych (DŁUGAJCZYK, 2009; CZAJA, 2010). Zgodnie z sugestią BRADLEYA (1999) stosowanie różnorodnych źródeł danych jest istotne przy rekonstrukcjach zmian klimatu w minionych stuleciach, ze względu na ich różną wiarygodność, sezonowość oraz lokalne lub regionalne znaczenie.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2010-2012 jako projekt badawczy Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr N N306 139638. Badania realizowane są także dzięki stypendium Projektu "Uniwersytet Partnerem Gospodarki Opartej na Wiedzy", współfinansowanego ze środków Unii Europejskiej w ramach Europejskiego Funduszu Społecznego.

LITERATURA

- Bijak Sz., 2007: Various factors influencing the pointer year analysis. Elferts D, Brumelis G, Gärtner H, Helle G, Schleser G (eds.) TRACE - Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology, Vol. 6: Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2007, May 3rd-6th 2007, Riga, Latvia. GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR 08/05, Potsdam: 77-82.
- Boryczka, J., Stopa-Boryczka, M., Bijak, Sz., Cebulski, R., Błażek, E., Skrzypczuk, J., 2007: Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce cz. XX-XXI Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według badań dendrologicznych. Wyd. UW, Warszawa: 265.
- Bronisz A., Bijak Sz., Bronisz K., 2010: Dendroklimatologiczna charakterystyka jodły pospolitej (*Abies alba* Mill.) na terenie Gór Świętokrzyskich, *Sylvan* 154 (7):463-470
- Bradley R.S., Jones P.D., 1992: *Climate since A.D. 1500.*, Routledge, London: 706.
- Bradley R.S., 1999: *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*, International Geophysics Series, Volume 64: 613.
- Brazdil R., 2000: *Historical climatology: definition, data, methods, results.* *Geografický Časopis*: 52.
- Büntgen U, Brázdil R, Dobrovolý P, Trnka M, Kyncl T, 2010: Five centuries of Southern Moravian drought variations revealed from living and historic tree rings. *Theoretical and Applied Climatology*. doi:10.1007/s00704-010-0381-9
- Czaja S., 2010: Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne w rejencji opolskiej w pierwszej połowie XIX wieku. W: T. Ciupa, R. Suligowski (red.) *Woda w badaniach geograficznych* Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 101-110
- Cedro A., 2004: *Zmiany klimatyczne na Pomorzu Zachodnim w świetle analizy przyrostów rocznych sosny zwyczajnej, dąglezi zielonej i rodzimych gatunków dębów*, Wydawnictwo In Plus. Szczecin
- Długajczyk A., 2009: *Rekonstrukcja warunków hydrologicznych i meteorologicznych w rejencji opolskiej w XIX wieku na podstawie źródeł historycznych.* M-pis. pracy doktorskiej, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.
- Douglass A.E., 1939: Crossdating in dendrochronology. *Journal of Forestry* 39: 825-831.
- Eckstein, D., Bauch, J. , 1969: Beitrag zur Rationalisierung eines dendrochronologischen Verfahrens und zur Analyse seiner Aussagesicherheit. *Forstwissenschaftliches Centralbl.* 88:230-250.
- Elferts D., 2007: Scots pine pointer-years in northwestern Latvia and their relationship with climatic factors, *Acta Universitatis Latviensis*, Vol. 723, *Biology*: 163-170
- Galle J.G., 1857: *Grundzüge der Schlesischen Klimatologie.* Breslau.
- Gonzalez I. G. 2001: Weiser: a computer program to identify event and pointer years in dendrochronological series. *Dendrochronologia* 19 (2): 239-244.
- Hellmann G., 1906, *Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten.* Berlin
- Holmes R.L. 1999: *Dendrochronology program library. Users manual*, University of Arizona Press, Tucson: 76.
- Huber, B., 1943: Über die Sicherheit jahringchronologischer Datierung. *Holz* 6: 263-268.
- Inglot S., 1962: *Historyczne aspekty zjawisk klimatyczno-meteorologicznych na Śląsku od XVI do połowy XIX wieku*, Sprawozdania Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego.
- Inglot S., 1968: *Z badań nad wpływem posuchy na rolnictwo na Dolnym Śląsku*, Wrocław
- Kaennel M., Schweingruber F.H., 1995: *Multilingual Glossary of Dendrochronology. Terms and Definitions in English, German, French, Spanish, Italian, Portuguese and Russian.* Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Berne, Stuttgart, Vienna, Haupt: 467.
- Koprowski M., Przybylak R., Zielski A., 2009: Pointer years in 16th and 17th centuries as a source of information about occurrence of extreme weather events in Poland. *Eurodendro 2009: Developments, Advances, Challenges.* 26th - 30th October, 2009. Majorca, Spain
- Kwak J., 1987: *Kłęski elementarne w miastach górnośląskich (w XVIII i w pierwszej połowie XIX w.)*, Instytut Śląski w Opolu, Opole.

- Luterbacher J., Rickli R., Xoplaki E., Tinguely C., Beck C., Pfister C., Wanner H., 2001: The Late Maunder Minimum (1675–1715) – A Key Period For Studying Decadal Scale Climatic Change In Europe, *Climatic Change* 49: 441–462.
- Namaczyńska S., 1937: Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1648-1696. Zjawiska meteorologiczne i pomory. Lwów.
- Opała M., 2010: Chronologia przyrostowa sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) (1565-2010 AD) z Niziny Śląskiej (województwo opolskie) – wstępne wyniki, *Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ* nr 65: 145-154
- Rinn F., 2010: TSAP – Reference Manual. Frank Rinn, Heidelberg, Germany: 92.
- Rojecki A. (red.), 1965: Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich od X do XVI, Warszawa.
- Schweingruber, F.H., Eckstein D., Serre-Bachet F., Bräker O.U., 1990: Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia* 8:9-38.
- Szychowska-Krapiec E., 2009: Małopolskie standardy sosny (*Pinus sylvestris* L.) i jodły (*Abies alba* Mill.) oraz ich paleoklimatyczna interpretacja. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU Tom VII*: 55-71
- Zielski A., Krapiec M., 2004: *Dendrochronologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 328

Magdalena Opała¹, Leszek Majgier², Tomasz Parusel²

¹Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Klimatologii, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, mopala@us.edu.pl

²Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

DENDROCHRONOLOGICZNA OCENA WIEKU *Fagus sylvatica*, *Quercus robur* i *Quercus petraea* W WYBRANYCH REZERWATACH LEŚNYCH WOJEWÓDZTWA OPOLSKIEGO

Opała M., Majgier L., Parusel T. **Dendrochronological estimate of the age of *Fagus sylvatica*, *Quercus robur* and *Quercus petraea* in selected forest reserves in Opole Voivodeship.** The paper presents the results of studies concerning the estimate of the age of selected deciduous trees, using the dendrochronological method. *Fagus sylvatica*, *Quercus robur* and *Quercus petraea* were evaluated. Research work was carried out in forest nature reserves in Opolskie Voivodeship: Boże Oko, Jeleni Dwór, Lubsza, Komorzno. Studies have shown that the average age of deciduous trees in the nature reserves in the Opole province is over 150 years, and the oldest specimens of each species do not exceed the age of 300 years. Among the analyzed species sessile oaks proved to be the oldest.

Słowa kluczowe: metoda dendrochronologiczna, wiek drzew liściastych, rezerваты przyrody, województwo opolskie

Zarys treści

W artykule przedstawiono wyniki badań dotyczących oceny wieku wybranych drzew liściastych przy pomocy metody dendrochronologicznej. Ocenie poddano *Fagus sylvatica*, *Quercus robur* i *Quercus petraea*. Prace badawcze prowadzone były na terenie leśnych rezerwatów przyrody województwa opolskiego: Boże Oko, Jeleni Dwór, Lubsza, Komorzno. Badania wykazały, iż średni wiek drzew liściastych w rezerwatach przyrody województwa opolskiego wynosi ponad 150 lat, a najstarsze egzemplarze poszczególnych gatunków nie przekraczają wieku 300 lat. Spośród analizowanych gatunków najstarsze okazały się dęby bezszypułkowe.

WPROWADZENIE

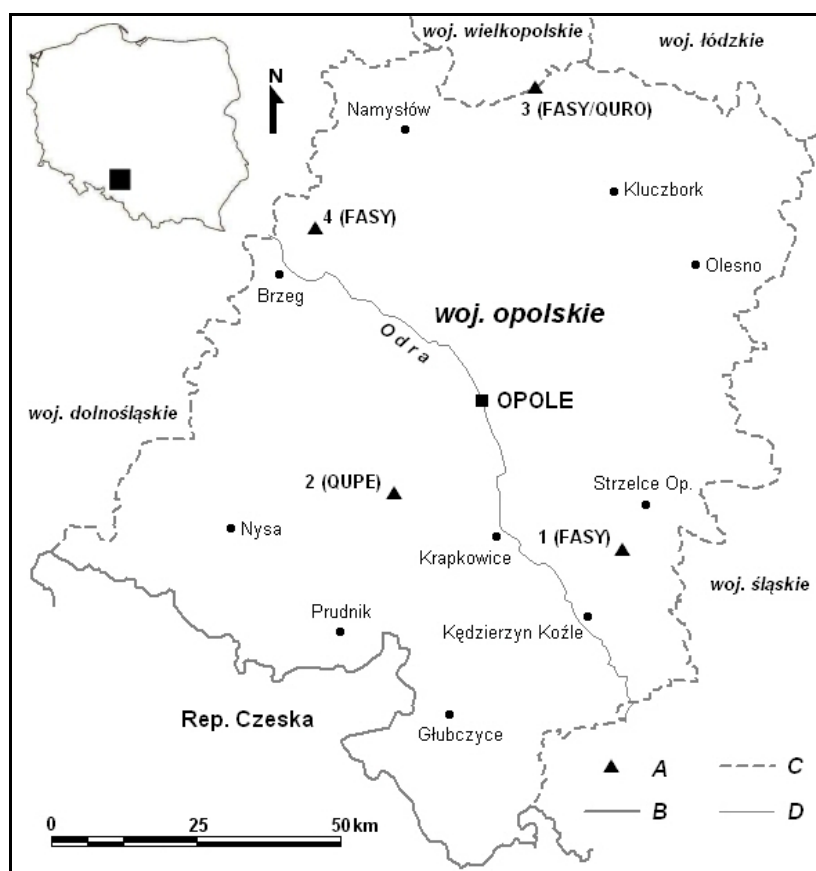
Województwo opolskie posiada największą w Polsce liczbę najstarszych drzew, a ochroną prawną objęto dotychczas ponad 3000 okazów. Ponadto na terenie województwa znajdują się rekordowo stare egzemplarze drzew następujących gatunków: 165-letnia wierzba biała *Salix alba* w Polskiej Cerekwi, 170-letnia grusza pospolita *Pyrus communis* w Hajdukach Nyskich, 191-letnia olsza czarna *Alnus glutinosa* w Kluczborku, 382-letni dąb bezszypułkowy *Quercus petraea* w Turawie, dąb szypułkowy *Quercus robur* w Szydłowcu Śląskim koło Niemodlina (561 lat), cis pospolity *Taxus baccata* w Lubnianach (548 lat), lipa drobnolistna *Tilia cordata* w Proślicach (459 lat), blisko 190-letnie jarząby brekinie *Sorbus torminalis* w Kamieniu Śląskim oraz 200-letni orzech czarny *Juglans nigra* w Rogalicach (PACYNIAK, 1992).

Wiek drzew może być szacowany na podstawie wielkości pnia i wysokości drzewa oraz kondycji korony, a także liczby okółków (PACYNIAK, 1992), chociaż takie szacowanie nierzadko daje wynik obarczony błędem. Zawyżony wiek najczęściej związany jest ze szczególnie dogodnymi warunkami siedliskowymi, jak również z szerokim spektrum ekologicznym niektórych gatunków, dzięki czemu powstają wyjątkowo szerokie przyrosty roczne. Dokładne określenie wieku drzew stało się możliwe wraz z rozwojem metody dendrochronologicznej, która opiera się na okresowej działalności kambium związanej ze zmianami fenologicznymi. W ciągu jednego okresu wegetacyjnego miazga wytwarza określoną ilość komórek, które budują przyrost roczny. Drewno drzew liściastych cechuje się złożoną budową. W obrębie słoja rocznego drzew liściastych mamy do czynienia z drewnem pierścieniowonaczyniowym i drewnem rozpierzchłonaczyniowym. Gatunki pierścieniowo-naczyniowe tworzą duże naczynia w obrębie drewna wczesnego oraz naczynia o mniejszym świetle w drewnie późnym, zaś gatunki rozpierzchło-

naczyniowe charakteryzują się naczyniami o podobnej średnicy, tak że wyróżnienie stref drewna wiosennego i letniego nie jest możliwe (SCHWEINGRUBER, 1998; KOKOCINSKI, 2005).

Dotychczas wykonane opracowania wykorzystujące metodę dendrochronologiczną do określania wieku drzew dotyczyły najczęściej pomników przyrody (SZYCHOWSKA-KRAPIEC, 1996; GOŁĄBEK, 1999; KOPROWSKI, 2002). W województwie opolskim na szeroką skalę prowadzono badania tego typu, które objęły drzewa pomnikowe z Borów Niemodlińskich (GOŁĄBEK, ALEKSANDROWICZ, 2004) oraz lasów Stobrawsko-Turawskich (GOŁĄBEK, TUKIENDORF, 2002). Duże zainteresowanie okazami dendroflory Opolszczyzny wynika z tego, że znajdują się tam liczne okazy starych drzew, w tym najstarsze w Polsce (PACYNIAK, 1992; GOŁĄBEK, ALEKSANDROWICZ, 2004). Poza pomnikami przyrody opolski starodrzew jest chroniony także w rezerwach przyrody. Celem niniejszych badań jest dokumentacja wieku potencjalnie starych drzew liściastych, zachowanych w wybranych rezerwach przyrody województwa opolskiego.

LOKALIZACJA OBSZARU BADAŃ



Ryc. 1. Lokalizacja rezerwatów przyrody objętych badaniami dendrochronologicznymi
 Objasnienia: A – rezerваты objęte badaniami (1 – „Boże Oko”, 2 – „Jeleni Dwór”, 3 – „Komorzno”, 4 – „Lubsza”, FASY – *Fagus sylvatica*, QUPE – *Quercus petraea*, QURO – *Quercus robur*); B – granica państwa; C – granice województw; D – rzeki

Fig. 1. Location of nature reserves covered by the dendrochronological surveys
 Explanations: A – surveyed reserves (1 – „Boże Oko”, 2 – „Jeleni Dwór”, 3 – „Komorzno”, 4 – „Lubsza”, FASY – *Fagus sylvatica*, QUPE – *Quercus petraea*, QURO – *Quercus robur*); B – state border; C – boundaries of provinces; D – rivers

CHARAKTERYSTYKA TERENU BADAŃ

Rezerwat Boże Oko

Rezerwat położony jest w Parku Krajobrazowym „Góra św. Anny”. Utworzony został 25 lipca 1997 roku. Jego powierzchnia wynosi 57,31 ha i obejmuje lasy Nadleśnictwa Strzelce Opolskie. Na terenie rezerwatu

występują trzy zbiorowiska roślinne: kwaśna buczyna niżowa *Luzulo-pilosae-Fagetum*, żyzna buczyna sudecka *Dentario enneaphylli-Fagetum*, żyzna buczyna niżowa *Melico-Fagetum* (RATYŃSKA i in., 2010). W rezerwacie rośnie około 60 gatunków roślin naczyniowych. Najstarsze buki mają około 160 lat (NOWAK, 1997).

Rezerwat Jeleni Dwór

Rezerwat został założony 14 września 1959 roku w celu zachowania fragmentu naturalnego lasu mieszanego stanowiącego element Puszczy Niemodlińskiej (MICHALAK, 1971). Rezerwat położony jest w Nadleśnictwie Prószków, a jego powierzchnia to 3,49 ha. Pod względem fitosocjologicznym zbiorowisko roślinne rezerwatu należy do kontynentalnego boru mieszanego *Quercus roboris-Pinetum*. Drzewostan rezerwatu w wieku dochodzącym 300 lat składa się z sosny zwyczajnej *Pinus sylvestris*, świerka pospolitego *Picea abies*, dębu bezszypułkowego *Quercus petraea*. Domieszkowo występuje tutaj dąb szypułkowy *Quercus robur*, brzoza brodawkowata *Betula pendula*, jodła pospolita *Abies alba* i modrzew europejski *Larix decidua*. Runo składa się głównie z kłosówki miękkiej *Holcus mollis*, konwalijki dwulistnej *Maianthemum bifolium*, orlicy pospolitej *Pteridium aquilinum*, borówki czarnej *Vaccinium myrtillus*, siódmaczka leśnego *Trientalis europaea*, borówki brusznicy *Vaccinium vitis-idaea*, trzcinnika leśnego *Calamagrostis arundinacea*. Flora roślin naczyniowych składa się tu z 89 gatunków. W latach 1995 i 1996 silne wiatry powywracały z korzeniami rosnące tu 300-letnie drzewa (NOWAK, 1997).

Rezerwat Lubsza

Rezerwat został założony 24 grudnia 1957 roku w celu ochrony pozostałości naturalnego lasu mieszanego z udziałem dębu szypułkowego *Quercus robur* i buka zwyczajnego *Fagus sylvatica* (MICHALAK, 1971). Rezerwat położony jest w makroregionie Niziny Śląskiej i mezoregionie Równiny Oleśnickiej i ma powierzchnię 15,85 ha (KONDRACKI, 2002). Głównym typem siedliskowym na terenie rezerwatu jest las mieszany świeży z dominacją w warstwie drzew dębu szypułkowego i buka zwyczajnego, których pojedyncze okazy dochodzą do 400 lat. Pod względem fitosocjologicznym na terenie rezerwatu wyróżnia się dwa zbiorowiska roślinne: żyzną buczyną niżową *Melico-Fagetum* i subkontynentalny grąd *Tilio-Carpinetum*. W rezerwacie stwierdzono występowanie 90 gatunków roślin naczyniowych (NOWAK, 1997).

Rezerwat Komorzno

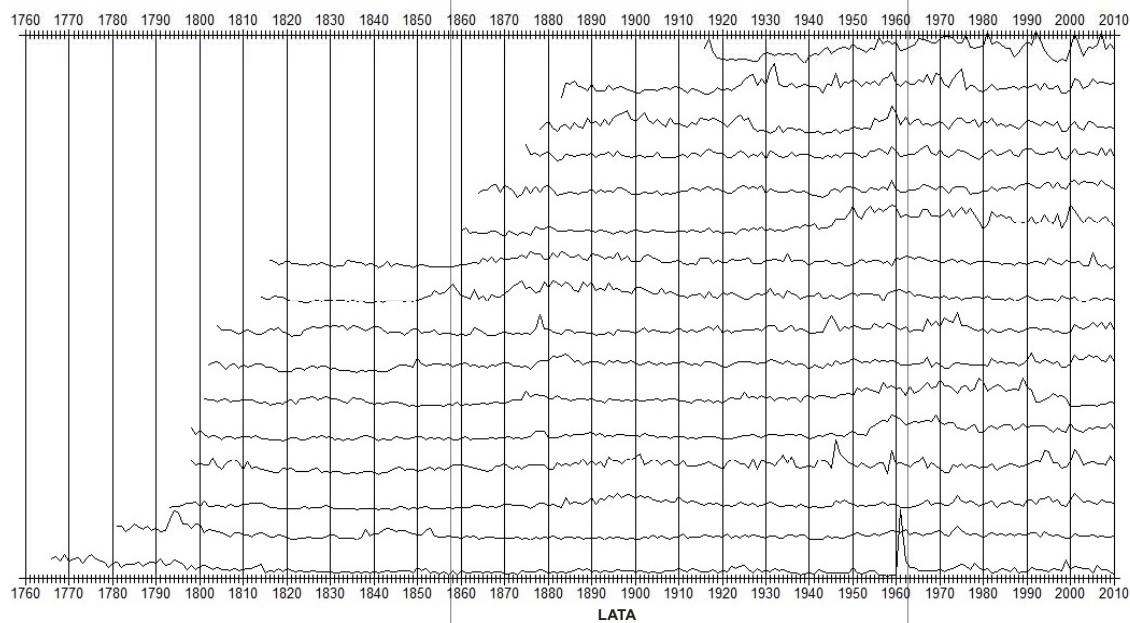
Rezerwat założony 20 czerwca 1960 roku w celu ochrony najdalej na południe wysuniętego fragmentu żyznej buczyny niżowej typu pomorskiego *Melico-Fagetum* (MICHALAK, 1971; RATYŃSKA i in., 2010). Rezerwat znajduje się na terenie Nadleśnictwa Namysłów i ma powierzchnię 3,70 ha. Drzewostan rezerwatu o zróżnicowanej strukturze obejmuje 200 letnie buki zwyczajne *Fagus sylvatica*, dęby szypułkowe *Quercus robur*, sosny zwyczajne *Pinus sylvestris*, graby zwyczajne *Carpinus betulus*. Runo składa się głównie z trzcinnika leśnego *Calamagrostis arundinacea* i pokrzywy zwyczajnej *Urtica dioica*. W rezerwacie oznaczono 42 gatunki roślin naczyniowych (NOWAK, 1997).

METODYKA

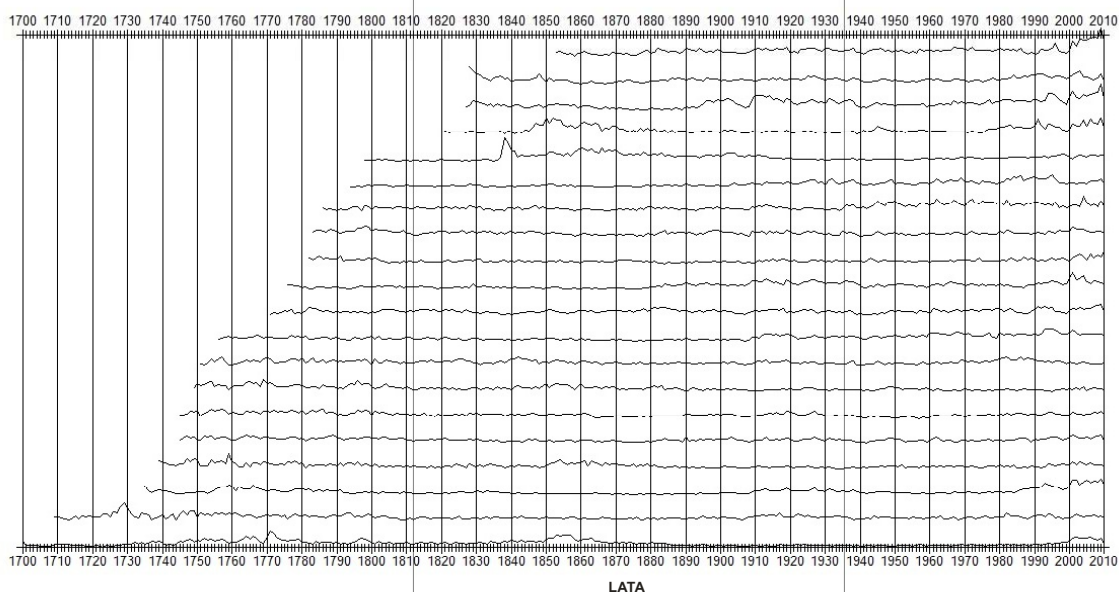
Badania w rezerwach przyrody prowadzono w latach 2009-2010, za zgodą Regionalnego Konserwatora Przyrody w Opolu. Do badań wytypowano około 10-15 drzew z każdego rezerwatu, przy czym wybierano drzewa o największej średnicy pnia. Zebrano próby z drzew trzech gatunków: *Fagus sylvatica*, *Quercus robur*, *Quercus petraea*. Odwierty pozyskano przy pomocy świdra Presslera o długości 400 mm i średnicy 5 mm, a powstałe rany zabezpieczono przez działaniem czynników biotycznych. Ze względu na regulacje prawne, pobierano po jednym rdzeniu z każdego drzewa. Pobrane próbki poddano standardowej preparatyce dendrochronologicznej w celu uwidocznienia rysunku słoju rocznych (STOKES, SMILEY, 1996). Na tak przygotowanych próbkach drewna wykonano pomiary szerokości przyrostów rocznych za pomocą przyrostomierza Lintab 6 Rintech (z dokładnością 0,01 mm) i oprogramowania TSAPWinMeasure (RINN, 2010). Uzyskano sekwencje szerokości przyrostów rocznych, będące zapisem życia każdego drzewa. Wiek drzew określany był z dokładnością do jednego roku w przypadku, gdy dowiercono się do rdzenia. W pozostałych przypadkach wyznaczono przybliżony wiek poprzez dodanie do uzyskanego wyniku brakujących kilku do kilkunastu lat. Do oszacowania zastosowano prostą metodę wykorzystującą krzywiznę słoju rocznych (APPLEQUIST, 1958; LIU, 1986), która pozwala na bardziej dokładne określenie wieku, niż w przypadku zliczenia jedynie lat obecnych na odwiercie niedochodzącym do rdzenia.

WYNIKI BADAŃ I DYSKUSJA

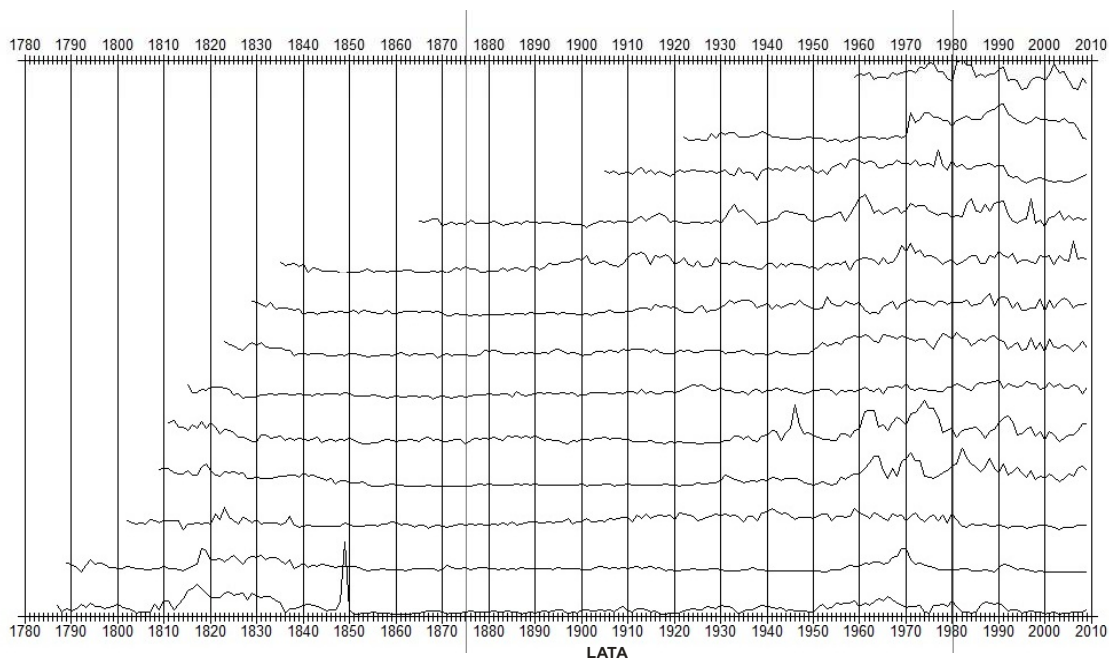
Dla poszczególnych rezerwatów i gatunków skonstruowano wykresy przedstawiające zasięg czasowy (wiek rzeczywisty bez oszacowania brakujących przyrostów) i przebieg sekwencji osobniczych z najokazalszych drzew w obrębie stanowiska (ryc. 2-5). W poszczególnych rezerwach badaniem objęto wyłącznie jeden gatunek dominujący, nie brano pod uwagę domieszek o młodym wieku. W wyniku przeprowadzonych badań ustalono, iż najstarsze dęby w rezerwach przyrody województwa opolskiego osiągają wiek nieprzekraczający 300 lat, a wiek buków sięga około 270 lat. Wszystkie rezerwy charakteryzują się różnowiekową strukturą. Średni wiek drzew wynosił 235 lat dla dębów bezszypułkowych w rezerwacie Jeleni Dwór, 190 lat dla dębów szypułkowych w rezerwacie Komorzno, 177 dla buków zwyczajnych w rezerwacie Boże Oko i 168 lat dla tego samego gatunku w rezerwacie Lubsza (tab. 1).



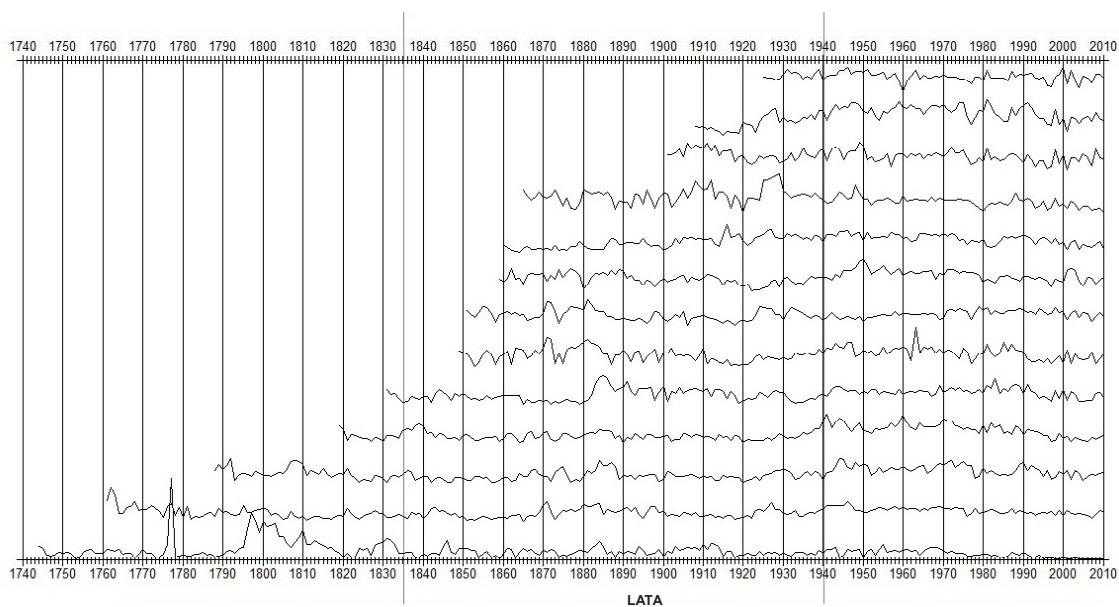
Ryc. 2. Zasięg czasowy dendrogramów *Quercus robur* z rezerwatu „Komorzno”
Fig. 2. Time span of growth curves of *Quercus robur* from “Komorzno” reserve



Ryc. 3. Zasięg czasowy dendrogramów *Quercus petraea* z rezerwatu „Jeleni Dwór”
Fig. 3. Time span of growth curves of *Quercus petraea* from “Jeleni Dwór” reserve



Ryc. 4. Zasięg czasowy dendrogramów *Fagus sylvatica* z rezerwatu „Boże Oko”
 Fig. 4. Time span of growth curves of *Fagus sylvatica* from “Boże Oko” reserve



Ryc. 5. Zasięg czasowy dendrogramów *Fagus sylvatica* z rezerwatu „Lubsza”
 Fig. 5. Time span of growth curves of *Fagus sylvatica* from “Lubsza” reserve

Tabela 1. Średni wiek i wiek najstarszych drzew analizowanych gatunków w wybranych rezerwach przyrody województwa opolskiego
 Table 1. Average age and age of the oldest trees of analysed species in selected nature reserves in Opole Voivodeship

Rezerwat	Gatunek	Liczba odwiertów	Średni wiek drzew (odchylenie standardowe) [lata]	Wiek najstarszego drzewa [lata]
Boże Oko	<i>Fagus sylvatica</i>	13	177 (54)	223
Jeleni Dwór	<i>Quercus petraea</i>	15	235 (34)	293
Lubsza	<i>Fagus sylvatica</i>	13	168 (54)	267
Komorznno	<i>Quercus robur</i>	16	190 (41)	247

Na podstawie dendrochronologicznej oceny wieku drzew liściastych z wybranych rezerwatów przyrody województwa opolskiego stwierdzono, że w przypadku rezerwatów Boże Oko i Komorzno

rzeczywisty wiek najstarszych okazów drzew jest wyższy (o około 60 lat dla buków z Bożego Oka i o około 40 lat dla dębów bezszypułkowych z Komorzna) niż podają źródła (MICHALAK, 1971; NOWAK, 1997). Natomiast faktyczny wiek przebadanych buków z rezerwatu Lubsza (160-260) jest o ponad 150 lat niższy niż podawany w literaturze. Potencjalnie długowieczne dęby i buki są w rzeczywistości niewiele starsze niż gatunki iglaste, zwłaszcza sosna zwyczajna (240-270 lat) i modrzew europejski *Larix decidua* (217 lat), występujące w opolskich rezerwach przyrody (OPAŁA, npbl).

W wyniku przeprowadzonych badań stwierdzono także, że *Fagus sylvatica* i *Quercus sp.* z rezerwatów przyrody Opolszczyzny są młodsze niż istniejące na tym obszarze liczne pomniki przyrody. Na obszarze Borów Niemodlińskich znajdują się bowiem liczne okazy dębów szypułkowych o wieku od 250 do ponad 560 lat (GOŁĄBEK, ALEKSANDROWICZ, 2004). Niemniej jednak wiek drzew z rezerwatów przyrody sięgający ponad 200-250 lat, może świadczyć że są one pozostałościami starych lasów. Choć pogląd, że dzisiejsze lasy Opolszczyzny są pozostałościami dawnej Puszczy Śląskiej budzi wiele kontrowersji, to na podstawie mapy Wielanda-Schubarta z lat 1722-1750 współczesne lasy uważa się za pozostałość starych lasów, gdyż istnieją one w swym obecnym kształcie przynajmniej od początku XVIII wieku (ORCZEWSKA, 2003).

PODSUMOWANIE

Wykonane opracowanie ma przede wszystkim charakter dokumentacyjny. Uzyskane sekwencje przyrostowe dla *Fagus sylvatica*, *Quercus robur* i *Quercus petraea* mogą zostać wykorzystane do budowy lokalnych chronologii przyrostowych, a w dalszym etapie - do analiz ekologicznych i klimatologicznych. Przeprowadzona dendrochronologiczna ocena wieku drzew liściastych w wybranych rezerwach przyrody województwa opolskiego pozwoliła na weryfikację danych źródłowych dotyczących wieku starodrzewi będących przedmiotem ochrony rezerwatowej.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2010-2012 jako projekt badawczy Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr N N306 139638. Badania realizowane są także dzięki stypendium Projektu "Uniwersytet Partnerem Gospodarki Opartej na Wiedzy", współfinansowanego ze środków Unii Europejskiej w ramach Europejskiego Funduszu Społecznego.

LITERATURA

- Applequist M.B., 1958: A simple pith locator for use with off-center increment cores. *Journal of Forestry*, 56, 2: 141.
- Gołąbek E., 1999: Wiek drzew pomnikowych na wybranych obszarach chronionego krajobrazu w województwie opolskim. „Przyroda i Człowiek” Z. 9 Stowarzyszenie Opolskie Centrum Edukacji Ekologicznej. Opole: 123-134.
- Gołąbek E., Aleksandrowicz M., 2004: Ocena wieku i stanu zdrowotnego drzew pomnikowych na Obszarze Chronionego Krajobrazu Bory Niemodlińskie, Uniwersytet Opolski Studia i Monografie nr 350, Opole: 61 s.
- Gołąbek E., Tukiendorf A., 2002: Growth in thickness of monumental English oaks *Quercus robur*, and their age, health status and dust fall in Bayesian approach. *Polish Journal of Environmental Studies*, 11, 4: 331-337.
- Kokociński W., 2005: Anatomia drewna. Poznań: 162 s.
- Koprowski M., 2002: Stanowisko starych świerków *Picea abies* na Mazurach. *Chrońmy Przyrodę Ojczyznę* 4: 94-96.
- Liu C. J., 1986: Rectifying radii on off-center increment cores. *Forest Science*, 32, 4: 1058-1061.
- Michalak S., 1971: Rezerwaty przyrody na Opolszczyźnie. Wojewódzki Ośrodek Informacji Turystycznej, Opole: 120 s.
- Nowak A., 1997: Przyroda województwa opolskiego. Urząd Wojewódzki w Opolu, Wydział Ochrony Środowiska, Opole: 316 s.
- Orczewska A., 2003: Postglacjalna historia lasów południowej Opolszczyzny, *Natura Silesiae Superioris* 7: 79-88.
- Pacyniak C., 1992: Najstarsze drzewa w Polsce. Przewodnik. Wydawnictwo PTTK „Kraj”, Warszawa.
- Ratyńska H., Wojterska M., Brzeg A., 2010: Multimedialna encyklopedia zbiorowisk roślinnych Polski ver. 1.1, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz, wyd. multimedialne [CD].
- Rinn F., 2010: TSAP – Reference Manual. Frank Rinn, Heidelberg, Germany: 92.
- Schweingruber F.H., 1998: Tree rings basics and applications of dendrochronology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 280.
- Stokes M.A., Smiley T.L., 1996: An Introduction to Tree-Ring Dating, Tucson: 73.
- Szychowska-Krapiec E., 1996: Dendrochronologiczna ocena wieku pomnikowych drzew w województwie suwalskim. *Ochrona Przyrody*, 53: 155-163.

Sylwia Śliwińska, Sabina Jodłowska, Adam Latała

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia,
ssliwinska@ocean.ug.gda.pl

EKOFIZJOLOGICZNE I ALLELOPATYCZNE WŁAŚCIWOŚCI PIKOPLANKTONOWEJ SINICY *Synechococcus* sp.

Śliwińska S., Jodłowska S., Latała A. **Ecophysiological and allelopathic properties of the picocyanobacterium *Synechococcus* sp.** Cyanobacterial blooms frequently appear in the Baltic Sea in summer period (HAJDU et al., 2007). Irradiance and temperature can change the abundance and distribution of cyanobacterial community in aquatic environment. Allelopathy may be also one of the factors contributing to the formation and maintenance of cyanobacterial blooms (SUIKKANEN et al., 2004). Picocyanobacteria of the genus *Synechococcus* have been shown to be important component of marine and freshwater ecosystems (STAL et al., 2003). The main aim of this work was to estimate the effect of irradiance ($10\text{-}145 \mu\text{mol photons m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) and temperature ($15\text{-}30^\circ\text{C}$) on cell concentration of three strains of Baltic *Synechococcus* (BA-120, BA-124 and BA-132) and their potential allelopathic interaction on green algae *Chlorella vulgaris*. Generally for the three strains of *Synechococcus* the highest cell concentrations were observed at the low light of $10\text{-}55 \mu\text{mol photons m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, and high temperature of $24\text{-}30^\circ\text{C}$. Addition of cell-free filtrate from different *Synechococcus* strains inhibited the growth of *Ch. vulgaris*.

Słowa kluczowe: *Synechococcus* sp., ekofizjologia, allelopatia

Zarys treści

Sinice są grupą organizmów często powodującą zakwity w Morzu Bałtyckim, szczególnie w okresie letnim (HAJDU i in., 2007). Zmiany liczebności sinic zasiedlających wody powierzchniowe są wynikiem oddziaływania różnych czynników środowiskowych, m. in. takich jak intensywność światła i temperatura. Allelopatia może być również jednym z czynników, który ułatwia dominację słodkowodnych i morskich gatunków, tworzących masowe zakwity (SUIKKANEN i in., 2004). Pikoplanktonowe sinice z rodzaju *Synechococcus* są ważnym składnikiem morskich i słodkowodnych ekosystemów (STAL i in., 2003). W przeprowadzonych badaniach określono zdolności aklimatyzacyjne trzech bałtyckich szczepów sinic z rodzaju *Synechococcus* (BA-120, BA-124 i BA-132) do różnych intensywności światła ($10\text{-}145 \mu\text{mol fotonów}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) i temperatury ($15\text{-}30^\circ\text{C}$) poprzez określenie w doświadczeniach czynnikowych zmian liczebności komórek w odpowiednich hodowlach. Dodatkowo zbadano występowanie oddziaływania allelopatycznego oraz określono zakres jego oddziaływania pomiędzy badanymi szczepami sinic a bałtycką zielenicą *Chlorella vulgaris* (BA-80). Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że optymalne dla wzrostu sinic warunki mieszczą się w przedziale $10\text{-}55 \mu\text{mol fotonów}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ oraz $24\text{-}30^\circ\text{C}$. Natomiast doświadczenia nad allelopatią wykazały, że dodatek przesącza uzyskanego z kultur sinic z rodzaju *Synechococcus* ma istotny hamujący wpływ na tempo wzrostu komórek w hodowlach zielenicy *Ch. vulgaris*.

WSTĘP

Sinice występują w wodach na całej kuli ziemskiej i wykazują dużą plastyczność fizjologiczną w stosunku do zmieniających się warunków środowiska. Sinice są również grupą organizmów często powodującą zakwity (STAL i in., 2003; HAJDU i in., 2007), które jednakże w ostatnich latach znacznie się nasiliły (STAL i in., 2003). Gatunki tworzące zakwity są dziś poważnym problemem zarówno ekologicznym, jak i ekonomicznym. Masowy wzrost mikroglonów i sinic wpływa negatywnie na jakość wody, powodując obniżenie stężenia tlenu i pojawienie się siarkowodoru w wodach przydennych, a także może obniżać jakość wód użytkowych. Niektóre sinice produkują związki o toksycznym oddziaływaniu na rośliny, zwierzęta a nawet organizm człowieka (GROSS, 2003; HAJDU i in., 2007). Pikoplanktonowe sinice z rodzaju *Synechococcus* są ważnym składnikiem bałtyckiego fitoplanktonu i mogą stanowić aż 80% całkowitej biomasy sinic i 50% całkowitej produkcji pierwotnej w zakwicie sinicowym (STAL i in.,

2003). Zmiany liczebności sinic zasiedlających wody powierzchniowe są wynikiem oddziaływania szeregu fizycznych i chemicznych czynników środowiskowych, m. in. takich, jak intensywność światła i temperatura. Ostatnie badania wykazały, że również allelopatia może być jednym z ważniejszych czynników, które powodują dominację słodkowodnych i morskich gatunków, tworzących masowe zakwity w wielu akwenach, w tym również w Morzu Bałtyckim. Głównym celem niniejszej pracy było określenie zdolności aklimatyzacyjnych trzech bałtyckich szczepów sinic z rodzaju *Synechococcus*, poprzez analizowanie zmian koncentracji ich komórek w hodowlach w różnych warunkach intensywności napromieniowania i temperatury oraz określenie zakresu występowania oddziaływania allelopatycznego pomiędzy badanymi szczepami sinic a bałtycką zielenicą *Ch. vulgaris*.

MATERIAŁ I METODY

Materiał wykorzystany w doświadczeniach stanowiły szczepy bałtyckich sinic z rodzaju *Synechococcus*: BA-120, BA-124 i BA-132 oraz zielenicy *Chlorella vulgaris* BA-80, które w postaci monokultur utrzymywane są w Kolekcji Kultur Glonów Bałtyckich (CCBA) znajdującej się w Pracowni Ekofizjologii Roślin Morskich na Uniwersytecie Gdańskim.

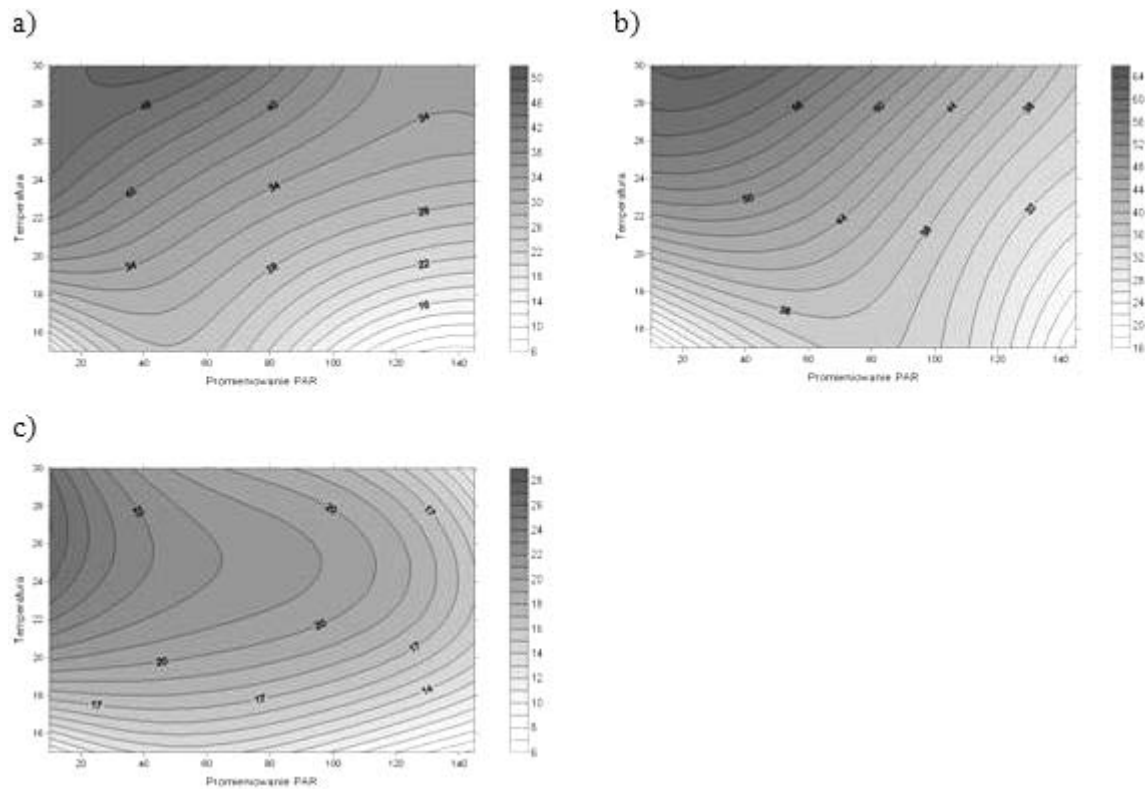
Zdolności aklimatyzacyjne trzech szczepów sinic z rodzaju *Synechococcus* analizowano 14 dnia hodowli na poziomie zmian koncentracji komórek w hodowlach metodą zaproponowaną przez JODŁOWSKĄ i in. (2010). Hodowle badanych szczepów sinic prowadzono w termostacie w różnych warunkach termicznych (15, 22,5 i 30°C) i różnej intensywności napromieniowania (10, 55, 100 i 145 $\mu\text{mol fotonów}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). W celu realizacji doświadczeń nad zjawiskiem allelopatii występującym u analizowanych sinic została wykorzystana metoda „cross-culturing” (SUIKKANEN i in., 2004). Badania określające oddziaływanie allelopatyczne były prowadzone poprzez dodanie do hodowli *Ch. vulgaris* przesącza uzyskanego z wybranych hodowli szczepów sinic. We wszystkich eksperymentach wyjściowe stężenie chlorofilu **a** w kulturach badanych sinic wynosiło 0,8 $\mu\text{g chl a}\cdot\text{ml}^{-1}$. Hodowle kontrolne były sporządzane przez dodanie pożywki mineralnej f/2 (GUILLARD, 1975) o objętości równej dodawanego przesącza uzyskanego z hodowli sinic. Po 1, 3 i 7 dniach ekspozycji dla badanych bałtyckich szczepów zielenic została określona koncentracja komórek w hodowlach. W badaniach koncentracje komórek w hodowlach określano poprzez pomiar liczebności komórek przy użyciu mikroskopu świetlnego z zastosowaniem komory Bürkera oraz gęstości optycznej (OD) mierzonej na spektrofotometrze UV/Vis model DU 530 Beckman, dla długości fali 750 nm.

W niniejszej pracy wyznaczenie odchylenia standardowego posłużyło do wykazania statystycznie istotnego wpływu oddziaływania allelopatycznego poszczególnych szczepów sinic z rodzaju *Synechococcus* na wzrost zielenicy *Ch. vulgaris*. Natomiast opracowanie wyników z doświadczeń czynnikowych wykonano przy użyciu metody statystycznej ANOVA opartej na analizie wariancji. W analizie wariancji wykorzystano test F Snedecora na przyjętym poziomie ufności wynoszącym 0,05. Dla uzyskania równania płaszczyzny wykorzystano program komputerowy FACT 1,0 a do graficznej jego prezentacji program Surfer.

WYNIKI

Wzrost szczepów sinic z rodzaju *Synechococcus* w różnych warunkach hodowlanych

Na podstawie przeprowadzonych doświadczeń czynnikowych stwierdzono wyraźnie ujemny wpływ wzrastającej intensywności światła na koncentrację komórek w hodowlach trzech badanych szczepów sinic *Synechococcus* sp. Liczebność komórek sinic wzrastała wraz ze spadkiem intensywności napromieniowania, osiągając wartość maksymalną w zakresie 10-55 $\mu\text{mol fotonów}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ a minimalną w zakresie 100-145 $\mu\text{mol fotonów}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Dodatkowo wykazano, że najbardziej podatnym na wysoką intensywność światła był szczep BA-120. Jego liczebność zmniejsza się ponad 6-krotnie wraz ze wzrostem intensywności napromieniowania. Z kolei najbardziej odpornym na wysoką intensywność napromieniowania okazał się szczep BA-124, którego spadek liczebności wraz ze wzrostem intensywności światła był około 3-krotny. Najkorzystniejsze dla wzrostu sinicy warunki temperatury przypadają na zakres 22,5-30°C i uzależnione są od intensywności oddziałującego światła. Najbardziej podatnym na wysoką temperaturę był szczep BA-124. Jego liczebność w warunkach optymalnego światła wzrastała ponad 3-krotnie wraz ze wzrostem temperatury z 15°C do 30°C. Z kolei najbardziej odpornym na wzrost temperatury okazał się szczep BA-132, którego wzrost liczebności wraz ze wzrostem temperatury był około 2-krotny.

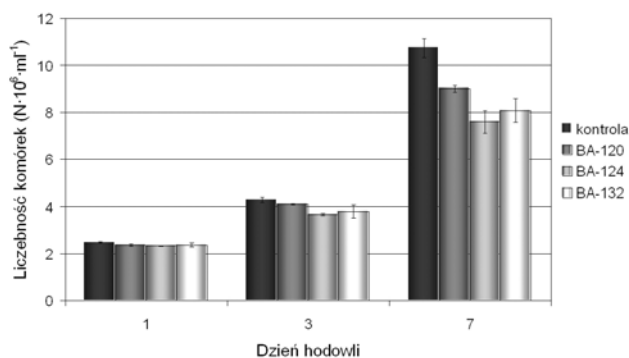


Rys. 1. Liczebności komórek ($N \cdot 10^7 \cdot \text{ml}^{-1}$) uzyskana w 14 dniu hodowli, dla szczepów sinic *Synechococcus* sp.: a) BA-120, b) BA-124, c) BA-132, prowadzonej w różnych warunkach intensywności światła ($\mu\text{mol fotonów} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) i temperatury ($^{\circ}\text{C}$).

Fig. 1. Cell number of three strains of *Synechococcus* sp. on day 14 of culturing at different PAR levels ($\mu\text{mol photons} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) and different temperature levels ($^{\circ}\text{C}$). Values are means ($\pm\text{SD}$); $n=3$ of independent replicates.

Allelopatyczny wpływ szczepów sinic z rodzaju *Synechococcus* na liczebność hodowli *C. vulgaris*

W niniejszej pracy przeprowadzono doświadczenia mające na celu porównanie zdolności allelopatycznych trzech szczepów pikoplanktonowych sinic z rodzaju *Synechococcus*: BA-120, BA-124 i BA-132. Doświadczenia z dodatkiem przesączu uzyskanym z kultur sinic *Synechococcus* sp. wykazały istotny, hamujący jego wpływ na liczebność hodowli zielenicy *Ch. vulgaris*. Największą inhibicję wzrostu zielenicy zaobserwowano pod wpływem dodania przesączu uzyskanego ze szczepu sinicy BA-124, najmniejszą zaś z BA-132. Dodatkowo zaobserwowano, że wraz ze wzrostem czasu ekspozycji, stopniowo malała liczebność komórek *Ch. vulgaris* w hodowlach w stosunku do kontroli, i 7 dnia hodowli dla szczepów BA-120, BA-124 i BA-132 wynosiła ona odpowiednio 81%, 70% i 76%.



Rys. 2. Liczebność hodowli *Ch. vulgaris* uzyskana dla kontroli i w doświadczeniach z dodatkiem przesączu otrzymanym z kultur *Synechococcus* sp.: BA-120, BA-124 i BA-132. Wartości średnie ($\pm\text{SD}$) przy powtórzeniach $n=3$.

Fig. 2. Cell number of *Ch. vulgaris* treated with culture filtrates of *Synechococcus* sp.: BA-120, BA-124 and BA-132, as well as control medium. Values are means ($\pm\text{SD}$); $n=3$ of independent replicates.

DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Autotroficzny pikoplankton występuje zarówno w wodach słodkich, słonawych jak i w słonych morzach i oceanach, a sinice z rodzaju *Synechococcus* są zazwyczaj dominującą grupą pikoplanktonu w tych ekosystemach, szczególnie w okresie letnim (STAL i in., 2003; JASSER, 2006). Zmiany liczebności sinic zasiedlających ekosystemy wodne są wynikiem oddziaływania szeregu fizycznych i chemicznych czynników środowiskowych oraz potencjalnych oddziaływań allelopatycznych z innymi organizmami (GROSS, 2003; STAL i in., 2003). Powszechnie uważa się, że oddziaływania allelopatyczne są częścią współzawodnictwa w środowisku lądowym, lecz proces ten w ekosystemach wodnych jest niewystarczająco poznany. Allelopatia obejmuje zarówno efekt stymulujący, jak i hamujący wzrost i funkcje fizjologiczne danego gatunku poprzez wytwarzane przez inne gatunki wtórne metabolity. Dodatkowo uważa się, że allelopatia w środowisku wodnym może powodować czy ułatwiać dominację poszczególnych gatunków sinic, mikro- i makroglonów czy roślin wyższych (GROSS, 2003).

Sinice z rodzaju *Synechococcus* wykazują wzrost w bardzo szerokim zakresie intensywności światła i temperatury. Znajdowane są one zarówno na dużych głębokościach, jak i w powierzchniowych warstwach wody. Występowanie sinic pikoplanktonowych w połączeniu ze wzrostem w małym natężeniu napromieniowania i potencjalnie niską fotoinhibicją, w przypadku wystawienia sinic na duże natężenie podczas mieszania się wód, daje sinicom pikoplanktonowym możliwość przebywania w wodach o zmiennych warunkach środowiskowych (JASSER, 2006). Dodatkowo zdolność do wytwarzania związków o potencjalnie allelopatycznym działaniu może dawać im przewagę nad innymi mikroorganizmami roślinnymi. Największą inhibicję wzrostu zielenicy powodował szczep sinicy BA-124, najmniejszą zaś z BA-132. Może być to związane z różną objętością komórek osiąganą przez te szczepy sinic. Najmniejszy rozmiar komórek wykazano dla szczepu BA-124, największy zaś dla BA-132 (JODŁOWSKA, wyniki niepublikowane). Dokładne poznanie wpływu czynników środowiskowych i ich zestawienie ze zjawiskiem allelopatii może mieć znaczenie w lepszym zrozumieniu pojawiania się masowych zakwitów sinic w Morzu Bałtyckim, szczególnie w okresie letnim.

Praca finansowana ze środków na naukę w latach 2009–2011 z grantu badawczego MNiSW nr 3278/P01/2009/36 oraz ze środków na naukę w latach 2010–2013 z grantu badawczego MNiSW nr 2952/B/P01/2011/40.

LITERATURA

- Gross E.M., 2003: Allelopathy of Aquatic Autotrophs. *Critical Reviews in Plant Science*, 22: 313-339.
- Guillard R.L., 1975: Culture of phytoplankton for feeding marine invertebrates. W: Smith W.L., Chanley M.H. (red.): *Culture of Marine Invertebrate Animals*. Plenum Press. New York, USA: 26-60.
- Hajdu S., Högländer H., Larsson U., 2007: Phytoplankton vertical distribution and composition in Baltic Sea cyanobacterial blooms. *Harmful Algae*, 6: 189-205.
- Jasser I., 2006: The relationship between autotrophic picoplankton (APP) – the smallest autotrophic component of food web and the trophic status and depth of lakes. *Ecohydrology & Hydrobiology*, 1-4: 69-77.
- Jodłowska S., Śliwińska S., Latała A., 2010: The influence of irradiance on the growth and photosynthetic pigments of three Baltic picocyanobacterial strains of *Synechococcus*. W: Olańczuk-Neyman K., Mazur-Marzec H. (red.): *Microorganisms in the environment and environmental engineering from ecology to technology*. Tom 64, Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN. Printing House Perfecta, Lublin: 85-92.
- Legrand C., Rengefors K., Fistarol G.O., Graneli E., 2003: Allelopathy in phytoplankton - biochemical, ecological and evolutionary aspects. *Phycologia*, 42: 406-419.
- Stal L.J., Albertano P., Bergman B., Bröckel K., Gallon J.R., Hayes P.K., Sivonen K., Walsby A.E., 2003: BASIC: Baltic Sea cyanobacteria. An investigation of the structure and dynamics of water blooms of cyanobacteria in the Baltic Sea - responses to a changing environment. *Continental Shelf Research*, 23: 1695-1714.
- Suikkanen S., Fistarol G.O., Graneli E., 2004: Allelopathic effects of the Baltic cyanobacteria *Nodularia spumigena*, *Aphanizomenon flos-aquae* and *Anabaena lemmermannii* on algal monocultures. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 308: 85-101.

Agnieszka Szawara¹, Katarzyna Grabowska²

¹Politechnika Warszawska, Wydział Inżynierii Środowiska, 00-653 Warszawa ul. Nowowiejska 20,
agnieszka.szawara@wp.pl

²Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Międzywydziałowe Studium Ochrony Środowiska, 02-787 Warszawa,
ul. Nowoursynowska 166, km.grabowska@gmail.com

CHEMIZM WÓD ŹRÓDEŁ SKARPY WARSZAWSKIEJ

Szawara A., Grabowska K. **Chemistry waters springs of the Warsaw Escarpment.** Explorations of seven springs of the Warsaw Escarpment being on the left-bank part of the city were conducted in the day 20.03.2010. Explorations had on the aim the sign of the propriety of the physics-chemical and main components of underground waters. Received results allowed to look on the changes of concentrations macrocomponents of waters in individual springs and correlation among the location of springs and the degree of the mineralization. The chemistry of studied waters is altered anthropogenic, the hypotheses of the causes of this phenomenon drawn out.

Słowa kluczowe: Skarpa Warszawska, źródła, chemizm wód, antropopresja

Zarys treści

W dniu 20.03 2010 r. przeprowadzono badania siedmiu źródeł Skarpy Warszawskiej znajdujących się w lewo-brzeżnej części miasta. Badania miały na celu oznaczenie właściwości fizyko-chemicznych oraz głównych składników wód podziemnych. Otrzymane wyniki pozwoliły na charakterystykę zmian stężeń makroskładników wód w poszczególnych źródłach oraz korelacji pomiędzy lokalizacją źródeł a stopniem mineralizacji. W pracy przedstawiono podstawowe hipotezy dotyczące obserwowanych zmian chemizmu w badanych punktach pole hydrogeochemicznego.

WSTĘP

Dynamiczny rozwój gospodarczy stolicy Polski jest ściśle związany z wydarzeniami historycznymi, które w minionych stuleciach miały miejsce w Polsce. Wraz ze wzrostem liczby mieszkańców rosło zapotrzebowanie na wodę, następowały zmiany w środowisku naturalnym. Zmiany te widoczne są w szczególności w oddziaływaniu antropogenicznym na środowisko gruntowo-wodne. Przekształceniu ulegały warunki hydrologiczne i hydrogeologiczne. Większość naturalnych cieków zostało skanalizowanych bądź zakrytych, teren poddano osuszaniu; w rezultacie po większości podmokłych terenów warszawskich nie ma już śladu. Nadal występuje tu w miejscach rozcięć erozyjnych u podnóża skarpy ok. dziesięciu źródeł, z których woda wypływa grawitacyjnie. Zlokalizowane są one począwszy od północnej części miasta - na terenie Lasu Bielańskiego poprzez Stare Miasto, rejon Uniwersytetu Warszawskiego do Królikarni.

METODY BADAŃ

Badania terenowe przeprowadzono 20.03.2010 r. Objęły one pomiary podstawowych własności fizyko-chemicznych wód siedmiu źródeł aktywnych w czasie prowadzonych badań na terenie Warszawy. Do zbadanych parametrów należą: temperatura, pH, stężenie rozpuszczonego tlenu, oraz przewodność elektrolityczna właściwa. Pomiarów tych dokonano metodą elektrometryczną za pomocą miernika typu CX-401. Pobrane próbki wód przefiltrowano przez sącdek membranowy o średnicy 0,45 µm. W badaniach laboratoryjnych oznaczono makro i mikroskładniki przy wykorzystaniu następujących metod:

- HCO₃⁻ oznaczono alkacymetrycznie,
- Cl⁻ oznaczono argentometrycznie,
- SO₄²⁻, N-NO₃, PO₄³⁻ oznaczono spektrofotometrycznie w aparacie HACH 2000,

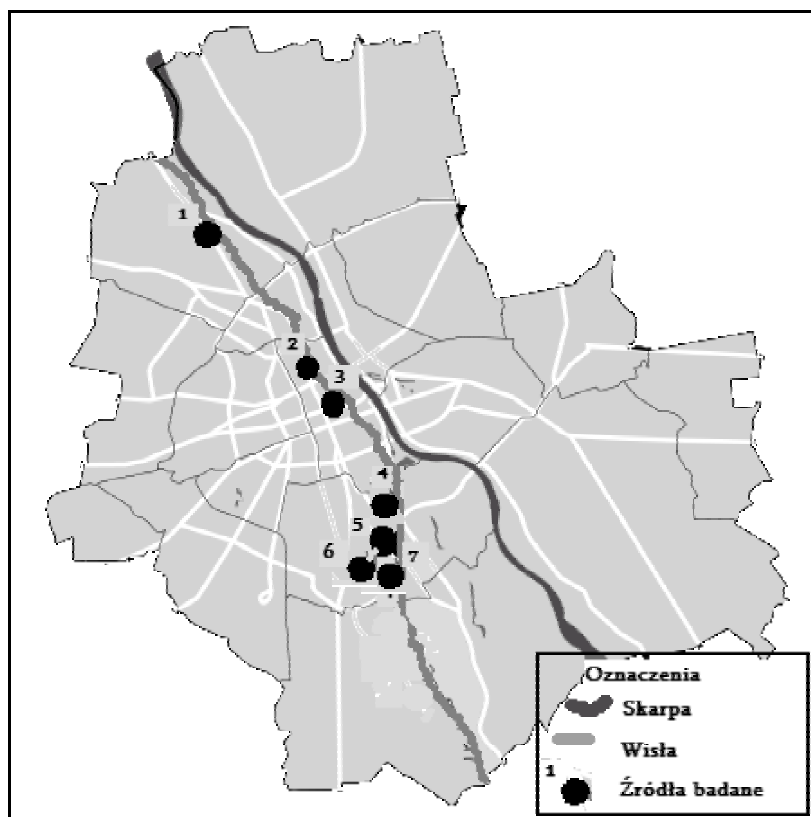
- Na, K, Mg, Ca, Sr, Ba, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Al, Si, As – oznaczono za pomocą badania na spektrofotometrze mas – Inductively coupled plasma (ICP OES).

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Skarpa w granicach Warszawy, znajdująca się na lewobrzeżnej stronie miasta, ma przebieg z południowego wschodu na północny zachód, zgodny z biegiem Wisły (rys. 1). W budowie geologicznej skarpy warszawskiej występują gliny zwałowe, piaski wodnolodowcowe, mułki i ropy zastoiskowe oraz ropy plioceńskie i nasypy antropogeniczne. Wysokość skarpy waha się w granicach od 5 m na Marymoncie do 21 m na wysokości ul. Tamka. W miejscach wypiętrzeń ropy plioceńskich zbocza skarpy są łagodniejsze, z tendencją do tworzenia się osuwisk. W budowie skarpy mają udział również grunty pochodzenia antropogenicznego: śmieci, popioły z palenisk, nieczystości z gospodarstw domowych, odpadki rzemieślnicze i cegielniane (WYSOKIŃSKI, 1998).

Urozmaicona budowa geologiczna rejonu Skarpy Warszawskiej determinuje skomplikowane warunki hydrogeologiczne. Występują tu dwa główne piętra wodonośne paleogeńskie i neogeńskie. Piętra paleogeńsko-neogeńskie stanowią odrębną jednostkę, zwaną subniecką warszawską, w której występują dwa poziomy wodonośne-oligoceni i mioceński. W dolinie Wisły pierwszy poziom wodonośny występuje w drobnopiaszczystych osadach zlodowacenia północnopolskiego i środkowopolskiego. Drugi poziom znajduje się na głębokości 20-40 m w piaszczysto-żwirowych osadach interglacjału mazowieckiego (DZIEDZICZAK, 2006a).

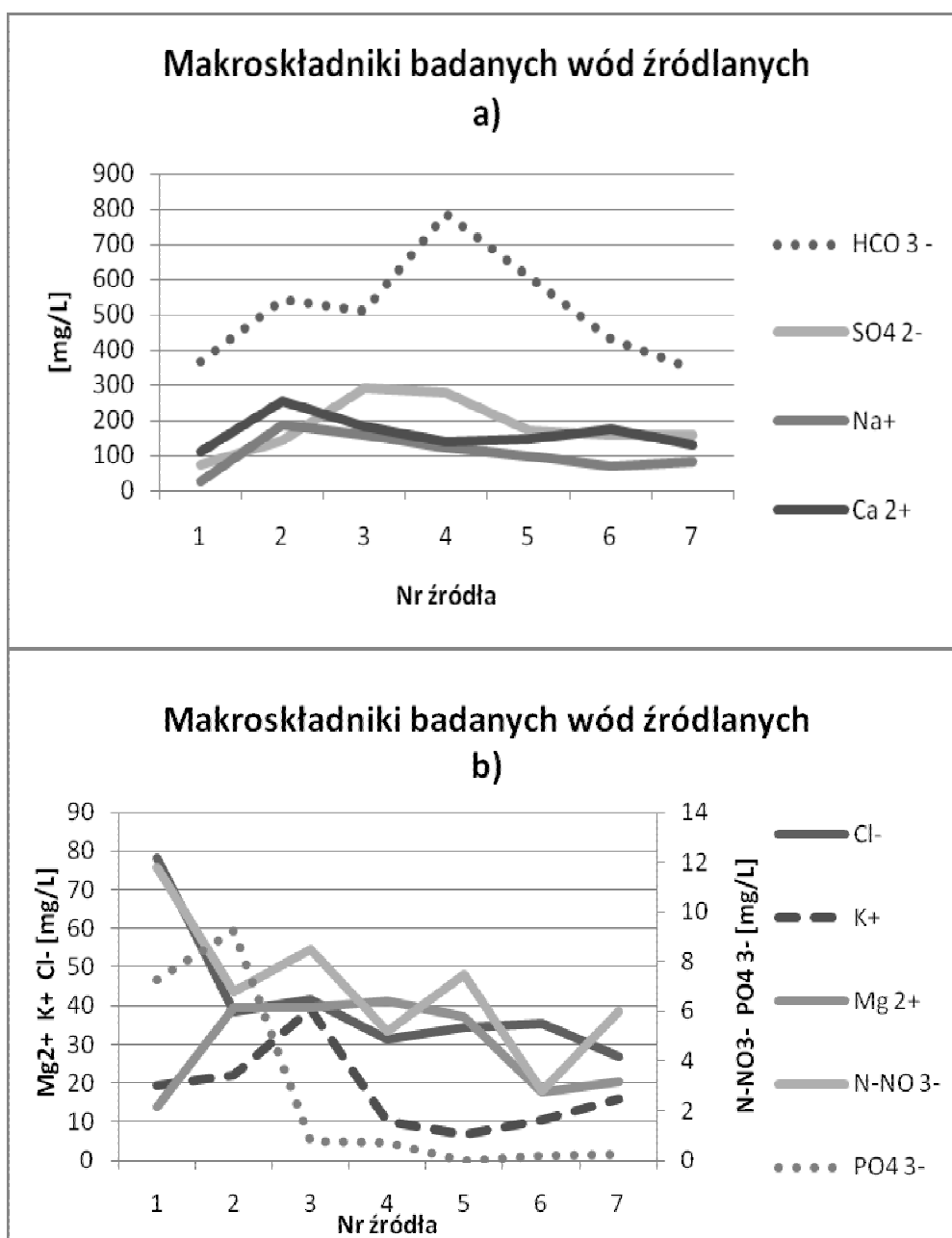
Obecnie w Warszawie najczęściej w miejscach rozcięć erozyjnych u podnóża skarpy, występują źródła. Woda wypływa z nich grawitacyjnie, są to więc źródła descenzyjne. Występuje około 10 stałych źródeł. W wyniku prowadzonych od stuleci licznych prac odwodnieniowych, związanych z rozbudową miasta, ich liczba znacznie się zmniejszyła. Niektóre źródła doczekały się ujęć i obudów, na przykład obudowę źródła przy ul. Zakroczymskiej ufundował sam król Stanisław August, toteż zwane jest ono źródłem Królewskim. Inne źródła zostały osuszone albo zostały ujęte i zmieniono ich lokalizację (DZIEDZICZAK, 2006a).



Rys. 1. Skarpa wiślana wraz z lokalizacją opróbowanych źródeł na tle Warszawy
Fig. 1. Vistula Escarpment and location of sampled springs at the area of Warsaw

WYNIKI BADAŃ

W przeprowadzonych badaniach posłużono się przewodnością elektrolityczną właściwą (PEW) jako wskaźnikiem mineralizacji, bowiem przewodność wyrażona w $\mu\text{S}/\text{cm}$ jest tego samego rzędu wielkości co wartość mineralizacji wody w mg/L (MACIOSZCZYK, red., 2006). Zmierzona PEW mieściła się w granicach od 0,75 (źródło nr 1) do 2,44 mS/cm (źródło nr 2) (tab. 1). Źródło bieleńskie (nr 1) cechowały najniższe wartości wielu właściwości fizyko-chemicznych tj. temperatury wody, pH, czy zawartości jonów SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} . Największymi wartościami zarówno mineralizacji jak i zawartości PO_4^{3-} , Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , K^+ , Mg^{2+} , charakteryzowały się źródła nr 2 i nr 3 położone w centralnej części miasta (rys. 2, 3). Odczyn badanych wód mieścił się z zakresie 5,4-7,0, przeważały więc wody o pH lekko kwaśnym. Temperatura wody wahała się od 8,4 do 15,5°C w źródle nr 7. Według R. DZIEDZICZAKA (2006b) w źródle tym nawet w okresie zimowym, przy temperaturze powietrza poniżej 0°C, można zanotować temperaturę źródła w granicach 18°C.



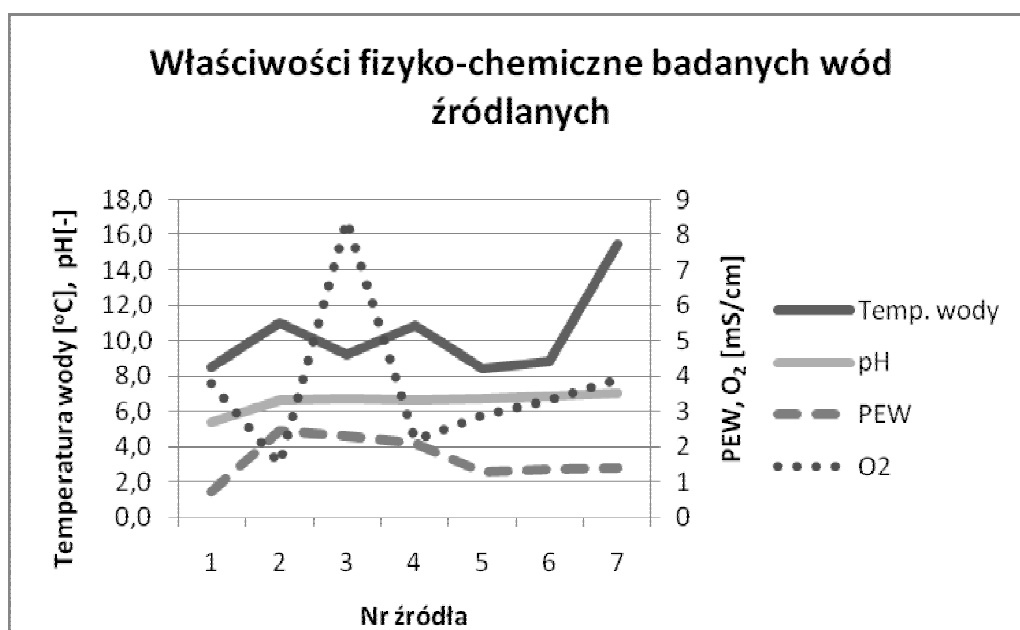
Rys. 2. Stężenia makroskładników opróbowanych wód źródłanych
Fig. 2. Concentration of macroelements in sampled spring waters

Tak podwyższona temperatura wody w tym źródle może być spowodowana bliskim położeniem przewodów ciepłowniczych, jak również obecnością utworów organicznych pochodzenia antropogenicznego i zachodzeniem reakcji egzotermicznej.

Źródła zlokalizowane w rejonie Królikarni (nr 4, 5, 6, 7) oddalone są od siebie od ok. 80 do 250 m. Mimo ich tak bliskiego położenia, różnice w zawartości poszczególnych jonów, a co za tym idzie i mineralizacji są niemal dwukrotne. Dobrze ilustruje to np. zawartość potasu wynosząca 6,6 mg/L w źródle nr 5, podczas gdy zawartość tego jonu wynosiła 16,0 mg/L w źródle nr 7. Podobne różnice widoczne są również w stężeniu Mg^{2+} , $N-NO_3^-$ czy PO_4^{3-} (rys. 2). Przyczyny można dopatrywać się w zmiennych warunkach hydrogeologicznych dotyczących krążenia wód czy drogi filtracji.

Tabela 1. Charakterystyczne parametry fizyko-chemiczne badanych źródeł
Table 1. Characteristical physico-chemical properties of investigated springs

	Temp. wody [°C]	pH [-]	PEW [mS/cm]	O ₂ [mg/L]	HCO ₃ ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	N-NO ₃ ⁻ [mg/L]	PO ₄ ³⁻ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Mg ²⁺ [mg/L]	Ca ²⁺ [mg/L]
min	8,4	5,4	0,75	1,50	347,63	74,00	26,73	2,80	0,00	25,25	6,60	13,73	108,90
max	15,5	7,0	2,44	8,40	785,94	290,00	78,27	11,80	9,25	186,34	39,33	41,33	253,67
mediana	9,2	6,9	1,38	3,30	432,46	160,00	35,38	6,00	0,25	81,43	16,05	20,48	147,06



Rys. 3 Rozkład właściwości fizyko-chemicznych badanych wód źródłanych
Fig. 3. Distribution of physico-chemical properties in investigated spring waters

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Zarówno czynniki antropogeniczne jak i geogeniczne mają ogromny wpływ na stabilność składu chemicznego wód podziemnych. Zaobserwowane podwyższone wartości poszczególnych kationów i anionów są następstwem silnego zanieczyszczenia tych wód. Intensywność antropopresji wód podziemnych jest przede wszystkim uzależniona od czasu jej trwania w obrębie całej zlewni oraz rodzaju zagospodarowania terenu. Mniejsze zaś znaczenie mają tutaj lokalne warunki hydrogeologiczne. Źródła stanowią bazę drenażu dla czwartorzędowej warstwy wodonośnej, wyprowadzają one wody najpłytszego krążenia. Są to wody najbardziej narażone na antropopresję, ze względu na typowo infiltracyjny charakter zasilania piętra czwartorzędowego, braku na większości obszaru naturalnej bariery przed zanieczyszczeniami w stropowej części profilu. W miejscach występowania bariery geologicznej jest ona porozcinana przez zwartą zabudowę miejską co ułatwia przenikanie zanieczyszczeń. Zanieczyszczenie tych wód można wiązać ze spływami powierzchniowymi z terenów zielonych czy z działek zawierających środki ochrony roślin,

spływami z tras komunikacyjnych, nieszczelnymi szambami i sieciami instalacji kanalizacyjnej oraz wodociągowej, depozycją atmosferyczną, czy produktami rozkładu odpadów.

Wody podziemne w obrębie utworów czwartorzędowych na terenie lewobrzeżnej Warszawy cechują się zdecydowanie podwyższonymi wartościami suchej pozostałości, a w konsekwencji również wysokimi stężeniami wielu składników. Zróżnicowanie jonowe jest największe w wodach o dużej mineralizacji. Jako wskaźnika mineralizacji w przeprowadzonych badaniach źródeł użyto przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW). Najwyższe wartości pomierzonej PEW sięgające 2,44 mS/cm występowały w źródle Stanisława Augusta (nr 2). Jako przyczynę tak wysokiej mineralizacji można podać wielowiekową działalność człowieka w rejonie starego miasta.

LITERATURA

- Dziedziczak, R., 2006a: Antropomineralne wody źródeł Warszawy. Przegląd Geologiczny, t. 54, nr 11. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 982-986.
- Dziedziczak, R., 2006b: Zaopatrzenie lewobrzeżnej Warszawy w wodę – wpływ człowieka na wody podziemne – historia i współczesność. W: X Międzynarodowa Konferencja Naukowa Hydrogeochemia '06, 23-24.06.2006, Sosnowiec. Wyd. Nauk o Ziemi UŚ.
- Macioszczyk, A. (red.), 2006: Podstawy hydrogeologii stosowanej. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 135-140.
- Wysokiński, L. (red.), 1998: Warszawska Skarpa Śródmiejska od Al. Jerozolimskich do ul. Sanguszki. Aktualizacja wykonanej w 1982 r. analizy warunków geologicznych i prognozy stateczności Skarpy Warszawskiej dla celów zagospodarowania przestrzennego zabezpieczeń i ochrony środowiska w Dzielnicy Śródmieście. Wydział Urbanistyki i Architektury Urzędu Gminy Warszawa Centrum: 9-50.

Jacek Szczygiel

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geologii Podstawowej, 41-200 Sosnowiec ul. Będzińska 60,
e-mail: j_szczygiel@tlen.pl

GEOLOGIA JASKINI STUDNIA W KAZALNICY W TATRACH ZACHODNICH

Szczygiel J. **Geology of Studnia w Kazalnicy Cave in Western Tatra Mts.** Geology of the cave has not been studied before. Measurement of geological structure parameters and cave morphology observations have been carried out, according to results the origin of the cave can be regarded as proglacial and cave morphology is strongly related to the tectonic structure of the massif. Furthermore, improved knowledge on the Organy Syncline route by describing the hinge of the Kazalnica Miętusia as cogged.

Słowa kluczowe: geologia jaskiń, płaszczowina Czerwonych Wierchów, Studnia w Kazalnicy, Tatry Zachodnie

Zarys treści

Jaskinia Studnia w Kazalnicy leżąca w Tatrach Zachodnich, nie była do tej pory kartowana geologicznie. W jaskini wykonano pomiary struktur geologicznych i obserwacje morfologiczne, określając genezę jaskini na proglacialną przy dużym wpływie na jej kształt stektonizowania masywu. Ponadto uszczegółowiono wiedzę o przebiegu synkliny Organów opisując geometrię jej przegubu w Kazalnicy Miętusiej jako zębaty.

WSTĘP

Kartowanie geologiczne jaskiń pozwala nie tylko uszczegółowić i zweryfikować wiedzę o wglębnej budowie geologicznej, opartej przede wszystkim na powierzchniowych zdjęciach geologicznych, ale również na określenie geologicznych uwarunkowań powstania samej jaskini. Na terenie Tatr prac takich podejmowali się m. in. GRODZICKI (1978), GRODZICKI I KARDAŚ (1989), HERCMA (1989), BAC-MOSZASZWILI I NOWICKI (2006), FRYŚ i in. (2006). Niniejsza praca prezentuje wstępne wyniki badań geologicznych z jaskini Studnia w Kazalnicy. Celem badań było określenie struktur geologicznych, na jakich powstała jaskinia oraz ich wpływu na jej obecny kształt.

OBSZAR BADAŃ

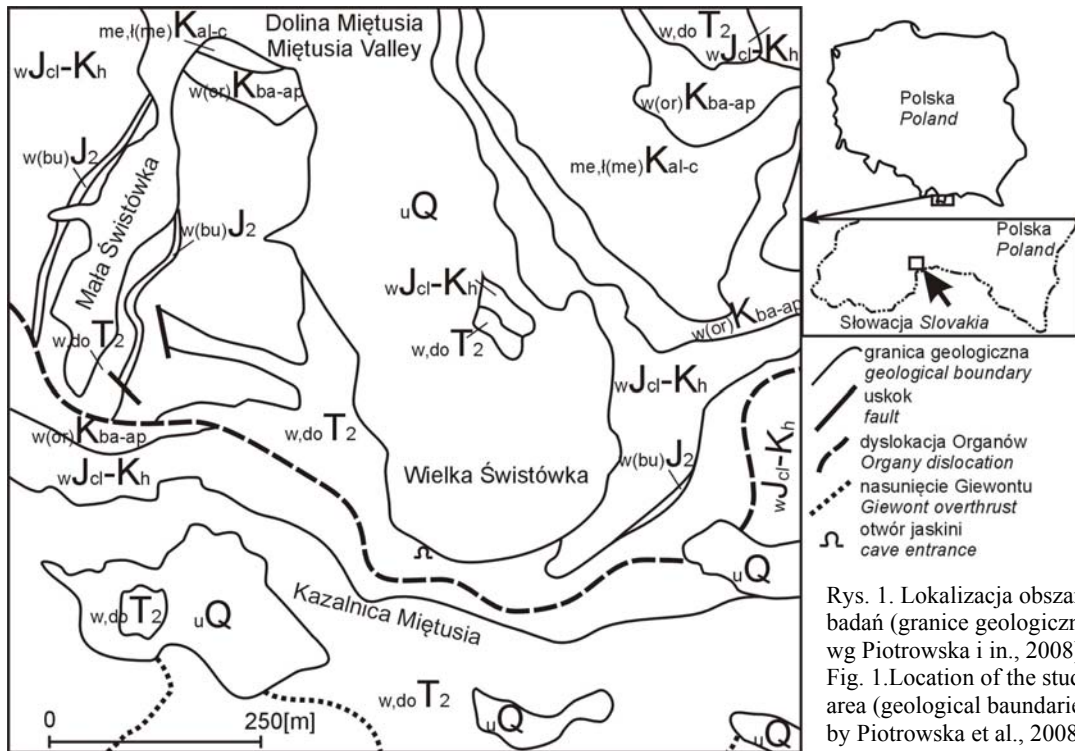
Jaskinia Studnia w Kazalnicy położona jest w Dolinie Miętusiej w Tatrach Zachodnich. Otwór usytuowany jest na wysokości 1545,35 m n.p.m., w zachodnim zboczu Wielkiej Świstówki (rys. 1), w dolnej części ściany Kazalnicy Miętusiej (rys. 2). Jaskinia ma 235 m deniwelacji (-199 m, +36 m) i około 700 m długości (DUDZIŃSKI, KOZICA-ZWIJACZ, 1996). Studnia w Kazalnicy ma rozwinięcie pionowe. W obrębie studni trudno jest wyznaczyć generalny kierunek. Jedynie odcinek między Starym Dnem, a Sylwestrowym Meandrem (rys. 3) odznacza się południkowym rozwinięciem. Otwór jaskini usytuowany jest w obrębie jednostki Organów płaszczowiny Czerwonych Wierchów, w skałach środkowego triasu (rys. 2) serii wierchowej (DUDZIŃSKI, KOZICA-ZWIJACZ, 1996; BAC-MOSZASZWILI, NOWICKI, 2006).

Sekwencja skał triasu środkowego anizyku to naprzemianległe wapienie i dolomity (KOTAŃSKI, 1959), które niezgodnie kontaktują w stropie z wapieniami doggeru (formacja z Krupianki) lub bezpośrednio malmoneokomu (formacja z Raptawickiej Turni; LEFELD i in., 1985).

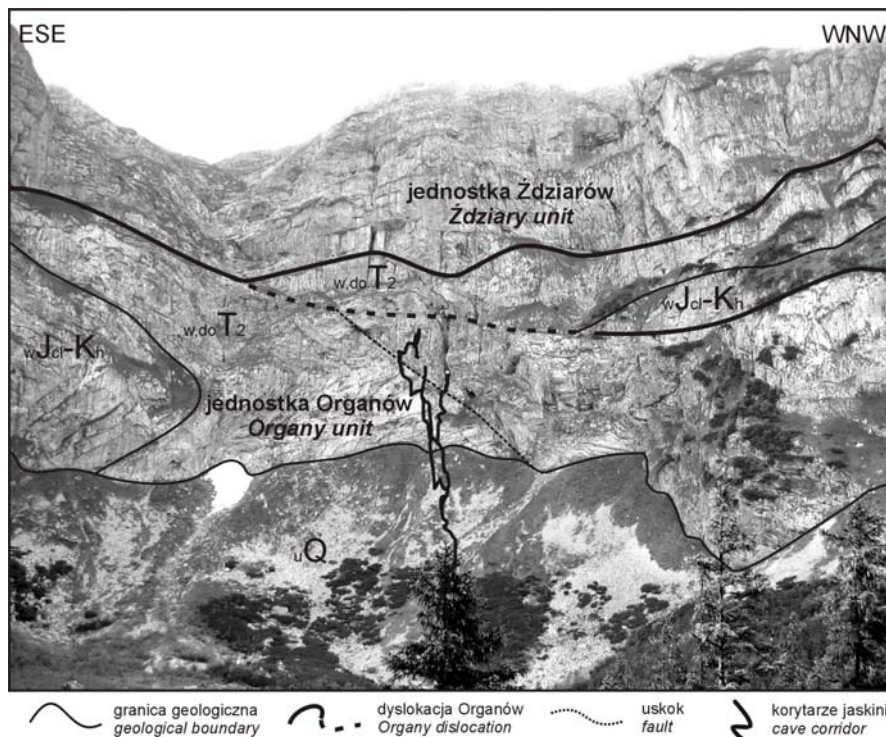
Jednostka Organów charakteryzuje się budową synklinalną. W górnej części Doliny Miętusiej w Małej Świstówce odznacza się jedynie „nartowym” podgięciem warstw (SZULCZEWSKI, 1963). W Wielkiej Świstówce skręt synklinalny elementu Organów jest wyraźnie widoczny w jej SE i E części

w skałach malmoneokomu (RABOWSKI, 1959; KOTAŃSKI, 1963). W ścianach SW i W KOTAŃSKI dopatrzyl się tylko „nartowego podgięcia” analogicznego do Małej Świstówki.

Wśród uskoków w tej części Tatr wyróżnić można dwa zespoły: pierwszy przebiega pionowo na linii NE-SW i często jest równoległy do dyslokacji Organów, drugi ma przebieg równoleżnikowy (PIOTROWSKI, 1978).



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań (granice geologiczne wg Piotrowska i in., 2008)
Fig. 1. Location of the study area (geological boundaries by Piotrowska et al., 2008)



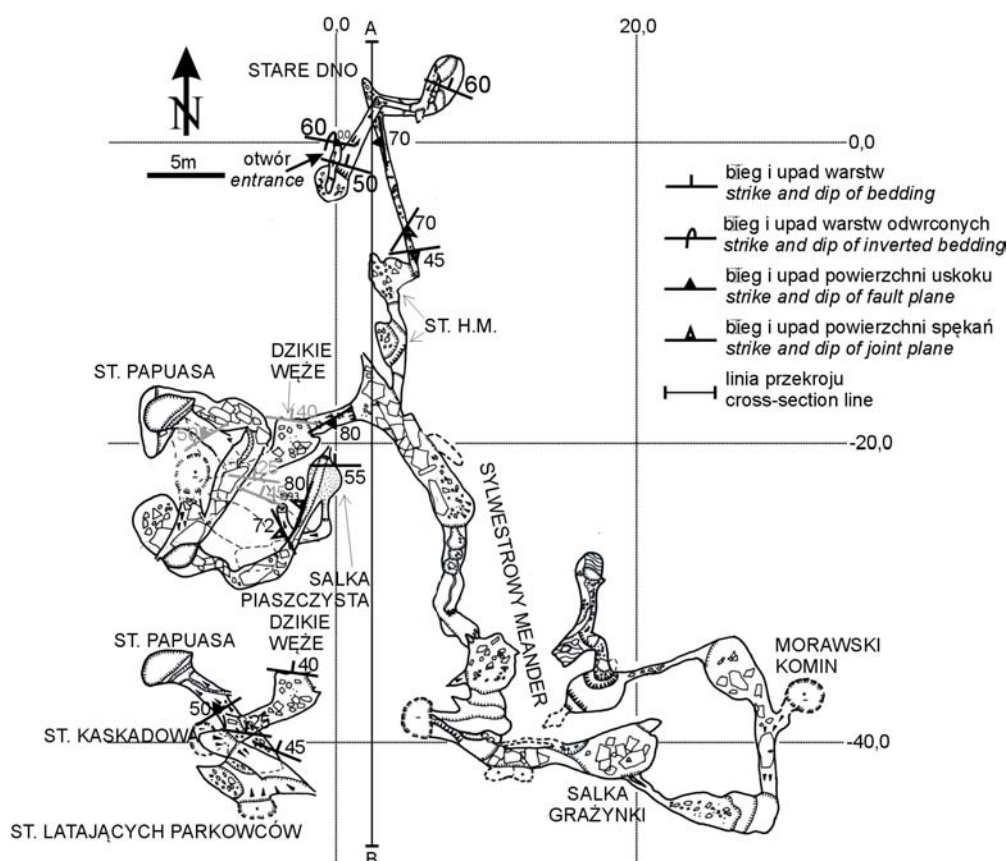
Rys. 2. Budowa geologiczna NW zbocza Wielkiej Świstówki (wg. Rabowski, 1959; Bac-Moszaszwili, Nowicki 2006), rozmieszczenie korytarzy Studni w Kazalnicy
Fig. 2. Geological structure of NW slope of the Wielka Świstówka (by Rabowski, 1959; Bac-Moszaszwili, Nowicki 2006), distribution of passages of Studnia w Kazalnicy

MATERIAŁY I METODY

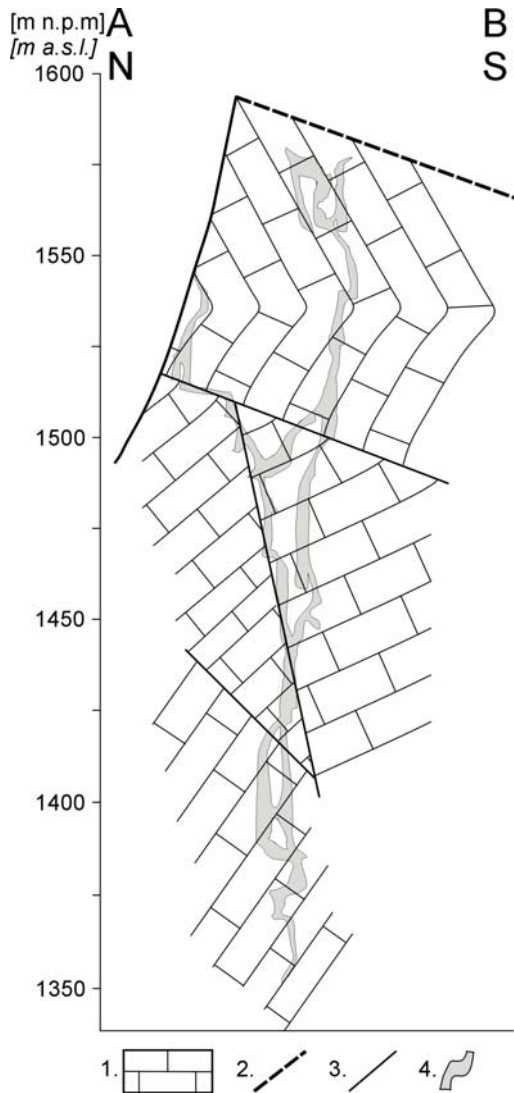
W celu lokalizacji stanowisk pomiarowych w przestrzeni, zwektoryzowano ciąg azymutalny jaskini oraz przypisano otworowi jaskini współrzędne geograficzne. Dzięki temu określono dla każdego ze stanowisk pomiarowych współrzędne względem otworu jaskini, współrzędne geograficzne i wysokości n.p.m. (SZCZYGIEŁ, 2011). Ponadto poddano analizie rzuty pionowe ciągów pomiarowych jaskini, wykonane co 15° (13 rzutów). Budowę geologiczną Studni w Kazalnicy zaprezentowano w formie planu strukturalnego oraz przekroju geologicznego.

OBSERWACJE Z JASKINI

Przy otworze Studni w Kazalnicy warstwy zapadają po kątem 60° ku S (rys. 3), co zmienia się już na głębokości 10 m, gdzie powierzchnia międzyławicowa, na której powstał korytarz, zapada ku NNE pod kątem od 50° (1534,99 m n.p.m.) do 60° (1521,96 m n.p.m.). Od rzędnej 1520 m do 1488,8 m korytarz głównego ciągu jaskini rozwinął się na dyslokacji zapadającej pod kątem 70° ku W. Dalej do dna studni Dzikie Węże (1465 m n.p.m.) jaskinia powstała na nieciągłości o biegu 240° i upadzie 80° SSE. Warstwy zalegają tu pod kątem 25-40° ku N (rys. 3), nie wykazując jednak wpływu na kształt jaskini. Podobnie jest na dnie Studni Kaskadowej (1416,6 m n.p.m.), gdzie ławice zapadają pod kątem 45° ku NNE, a korytarz prowadzący do studni Papuasa rozwinął się na nieciągłości o biegu 238° zapadającej ku NW pod kątem 50°. Na krótkim odcinku między dnem Studni Papuasa, a Salką Piaszczystą jaskinia zmienia charakter, przyjmując postać meandra z rynną denną, zakolami i poziomymi rozmyciami. Ostatni fragment tego korytarza (1372-1362m n.p.m.) utworzył się na szczelinie o biegu 200° i upadzie 80° WNW. W Salce Piaszczystej warstwy zalegają ku N pod kątem 55° (rys. 3). Biegający stąd korytarz do dna jaskini powstał na nieciągłości, której powierzchnia zapada pod kątem 72° ku WSW.



Rys. 3. Plan Studni w Kazalnicy (wg. Dudziński, Kozica-Zwijacz., 1996) z pomiarami geologicznymi
 Fig. 3. Plan of Studnia w Kazalnicy (by Dudziński, Kozica-Zwijacz., 1996) with geological measurements



Rys. 4. Przekrój geologiczny przez Studnię w Kazalnicy: 1-wapień i dolomity środkowego triasu, 2-dyslokacja Organów, 3-uskoki, 4-przebieg jaskini

Fig. 4. Geological cross-section through Studnia in Kazalnicy: 1-Middle Triassic limestones and dolomites, 2-Organu dislocation, 3-faults, 4-cave

B INTERPRETACJA

Obserwacje geologiczne w Studni w Kazalnicy wykonane do głębokości ok. 65 m (tj. 1490 m n.p.m.) korelują się z budową geologiczną jednostki Organów, odsłoniętą w ścianach Wielkiej Świstówki. Partie przyotworowe, w których zaobserwowano zmianę kierunku upadów z S na N rozwinęły się w strefie przegubowej synkliny Organów (rys. 4). Tak gwałtowna zmiana upadów i odwrócone zaleganie warstw górnego skrzydła pozwala stwierdzić, iż w ścianach Wielkiej Świstówki skręt synklijalny Organów nie stanowi jedynie „nartowego podgięcia” analogicznego do Małej Świstówki, jak pisał KOTAŃSKI (1963). Jest to przejściowa forma między „nartowym podgięciem” Małej Świstówki, a w pełni rozwiniętą synkliną Małej Łąki, a jej geometryczny charakter można określić jako zębaty (rys. 4). Jaskinia od głębokości 10 m rozwinęła się w dolnym skrzydle synkliny Organów w skałach anizyku zapadających ku N i NNE. Zestromienie warstw pomiędzy rzędnymi 1534, a 1521 to podgięcie przyuskokowe, dyslokacji zidentyfikowanej w okolicach Starego Dna (rys. 3). Ponadto po analizie rzutów pionowych ciągów pomiarowych jaskini, zaobserwowano zbliżone nachylenie korytarzy w równoległych ciągach (Studni H.M i Studni Kaskadowej z ciągiem między Salą Grażynki a Studnią Latających Parkowców), co pozwoliło wykreślić nieciągłość aż do dolnej części Studni Kaskadowej (około 1420 m n.p.m.). W wyniku interpolacji określono upad powierzchni dyslokacji na 85° ku WSW przy biegu 349° , co jest zbliżone do pomiarów terenowych. Uskok widoczny jest w ścianie Kazalnicy Miętusiej (rys. 2). Ma charakter inwersyjny (rys. 4), na co wskazują tektoniczne i spękania Riedla. Przebieg uskoku nie pozwala zakwalifikować go do któregoś z zespołów opisanych przez PIOTROWSKIEGO (1978).

Fragment jaskini między Starym Dnem a dolną częścią Studni Kaskadowej wybiega poza obręb opisanej powyżej dyslokacji. Studnia Dzikie Węże powstała na nieciągłości prawie do niej prostopadłej ($150/80$). Wynikiem jej obecności jest zmiana upadu warstw z 25° w skrzydle S na 40° w skrzydle N (rys. 4). Równoleżnikowy przebieg sugeruje przynależność nieciągłości do drugiego z wyżej opisanych zespołów uskoko-
wych (PIOTROWSKI, 1978). Partie poniżej Studni Kaskadowej powstały wzdłuż nieciągłości o mniejszej randze, za czym przemawiają częstsze zmiany kierunków korytarzy oraz mniejsze rozmiary samych spękań. Decydujący wpływ na powstanie Studni w Kazalnicy miało stektonizowanie masywu (czynnik strukturalny), co jest zgodne z poglądami RUDNICKIEGO (1967). Z opisaną przez GRODZICKIEGO (1970, 1991) genezę jaskiń rozwiniętych na szczelinach powstałych w wyniku odprężania masywu można się zgodzić, przy założeniu, że dotyczy to wstępnej fazy speleogenezy. W przypadku Studni w Kazalnicy rozwinięcie częściowo równoległe do ścian Kazalnicy Miętusiej (rys. 2) można przypisać rozwarciu się szczelin w wyniku odprężenia. Jednak pomimo widocznych struktur, na których powstały korytarze, ich ostateczny kształt został nadany w wyniku przepływającej wody. Powyższe rozważania sugerują, iż Studnia w Kazalnicy jest inwazyjną jaskinią proglacjalną (GŁAZEK i in., 1977).

kowy przebieg sugeruje przynależność nieciągłości do drugiego z wyżej opisanych zespołów uskoko-
wych (PIOTROWSKI, 1978). Partie poniżej Studni Kaskadowej powstały wzdłuż nieciągłości o mniejszej randze, za czym przemawiają częstsze zmiany kierunków korytarzy oraz mniejsze rozmiary samych spękań. Decydujący wpływ na powstanie Studni w Kazalnicy miało stektonizowanie masywu (czynnik strukturalny), co jest zgodne z poglądami RUDNICKIEGO (1967). Z opisaną przez GRODZICKIEGO (1970, 1991) genezę jaskiń rozwiniętych na szczelinach powstałych w wyniku odprężania masywu można się zgodzić, przy założeniu, że dotyczy to wstępnej fazy speleogenezy. W przypadku Studni w Kazalnicy rozwinięcie częściowo równoległe do ścian Kazalnicy Miętusiej (rys. 2) można przypisać rozwarciu się szczelin w wyniku odprężenia. Jednak pomimo widocznych struktur, na których powstały korytarze, ich ostateczny kształt został nadany w wyniku przepływającej wody. Powyższe rozważania sugerują, iż Studnia w Kazalnicy jest inwazyjną jaskinią proglacjalną (GŁAZEK i in., 1977).

WNIOSKI

1. Skręt synklinalny organów w ścianie Kazalnicy Miętusiej nie stanowi jedynie „nartowego podgicia”, lecz ma górne skrzydło z odwróconymi warstwami środkowego triasu.
2. Na obecne przestrzenne rozłożenie Studni w Kazalnicy miało wpływ stektonizowanie masywu i rozwarcie szczelin w wyniku odprężenia w pobliżu powierzchni terenu, lecz ostateczny kształt nadały jej wody pochodzące z deglacjacji.
3. Jaskinia Studnia w Kazalnicy jest inwazyjną jaskinią proglacialną.
4. Aby w pełni opisać genezę jaskini należałoby wykonać m. in. podobne badania w ciągu do Morawskiego Komina.

Pragnę serdecznie podziękować Krzysztofowi Dudzińskiemu za udostępnienie pomiarów kartograficznych jaskini, dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego za umożliwienie prac terenowych na terenie parku oraz dr Andrzejowi Tycowi z Uniwersytetu Śląskiego za wnikliwą recenzję.

LITERATURA

- Bac-Moszaszwili M., Nowicki T., 2006: Uwagi o rozwoju jaskiń w strukturze płaszczowinowej Czerwonych Wierchów w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 54, 1: 56-60.
- Dudziński K., Kozica-Zwijacz T., 1996: Studnia w Kazalnicy. W: Grodzicki, J. (red.): Jaskinie zachodniego zbocza Doliny Miętusiej. Tom VI. Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. PTPNoZ, Warszawa: 140-145.
- Fryś P., Gradziński M., Kicińska D., 2006: Development of Miętusia Wyżnia Cave, Western Tatra Mountains, Poland. *Slovensky Kras*, 44: 55-69.
- Głazek J., Rudnicki J., Szykiewicz A., 1977: Proglacial caves - a special genetic type of caves in glaciated areas. *Proc. 7th Int. Congress of Speleology. Sheffield*: 215-217.
- Geologorum Poloniae*, 72: 255-262.
- Grodzicki J., 1970: Rola tektoniki w genezie jaskiń masywu Czerwonych Wierchów. *Speleologia*, 5, 33-48.
- Grodzicki J., 1978: Nowe elementy strukturalne jednostki Organów między Doliną Kościeliską i Doliną Miętusią. *Kras i Speleologia*, 2, 77-83.
- Grodzicki J., 1991: Geneza i ewolucja jaskiń Tatr Zachodnich. W: Grodzicki J.(red.), Jaskinie zachodniego Doliny Chochołowskiej. Tom I. Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. PTPNoZ, Warszawa: 11-41.
- Grodzicki J. & Kardaś R., 1989: Tektonika masywu Czerwonych Wierchów w świetle obserwacji z jaskiń. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 275-293.
- Herman H., 1989: Z geologii Jaskini Magurskiej w Tatrach. *Kras i Speleologia*, 6: 79-84.
- Kostiukow J. 1963: Zdjęcie geologiczne Wielkiej Świstówki oraz Kotła Mułowego i Litworowego. *Acta Geologica Polonica*, 13, 2: 223-238.
- Kotański Z., 1959: Profile stratygraficzne serii wierzchowej Tatr Polskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 139: 1-160.
- Kotański Z., 1963: Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów. *Acta Geologica Polonica*, 13, 2: 149-181.
- Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K. & Wójcik K., 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 1-93.
- Piotrowski J., 1978: Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. *Studia Geologica Polonica*, 15: 1-190.
- Rabowski F., 1959: Serie wierzchowe w Tatrach Zachodnich. *Prace Instytutu Geologicznego*, 27: 11-19.
- Rudnicki J., 1967: Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. *Acta Geologica Polonica* 17, 4: 521-591.
- Szczygieł J., 2011: Trójwymiarowy model budowy geologicznej bazujący na pomiarach z jaskiń, na przykładzie Jaskini Wysokiej – Za Siedmiu Progami w Tatrach. W: Drzymała J., Ciężkowski W. (red): *Interdyscyplinarne zagadnienia w górnictwie i geologii. Tom II. Oficyna Wydawnicza PWr.*, 61-69.
- Szulczewski, M. 1963: Budowa geologiczna Małej Świstówki. *Acta Geologica Polonica*, 13, 2: 199-221.

Marta Wolska

Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin, m.m.wolska@gmail.com

WPLYW WYBUCHU WULKANU EYJAFJALLAJÖKULL NA ZMIANĘ GRUBOŚCI OPTYCZNEJ ATMOSFERY W BARROW

Wolska M. **The effect of the eruption of eyjafjallajökull on change of the atmospheric optical thickness in Barrow.** This paper presents changes of the aerosol optical thickness AOT at Barrow (Alaska) in 2010. It was established that a meaningful increase in the optical thickness AOT (340 nm) was observed in Barrow on June 12 and 13. In order to demonstrate the change, trajectories of the air reaching Barrow were calculated, using the HYSPLIT model. Analysis of the air parcel trajectories and ash dispersion from Eyjafjallajökull confirmed transport through the atmosphere in the latitudinal direction responsible for the increase in the optical thickness AOT at Barrow.

Słowa kluczowe: grubość optyczna atmosfery, trajektoria porcji powietrza, wybuch wulkanu Eyjafjallajökull, Barrow

Zarys treści

W pracy przedstawiono zmiany grubości optycznej atmosfery (AOT) mierzonej na stacji Barrow (Alaska) w 2010 roku. Stwierdzono, że w dniach 12-13 czerwca w stacji Barrow nastąpił znaczny wzrost AOT (340 nm). W celu wyjaśnienia tego wzrostu, przy pomocy modelu HYSPLIT, odtworzono drogę napływającego powietrza nad stację Barrow. Analiza trajektorii cząstek (porcji) powietrza i obszaru rozprzestrzeniania popiołu z wulkanu Eyjafjallajökull, potwierdziła transport atmosferyczny w kierunkach równoleżnikowych odpowiadający za wzrost AOT w Barrow.

WPROWADZENIE

Wulkan Eyjafjallajökull (63°38'N, 19°37'W), znany również jako Eyjafjöll, położony w południowej części Islandii, na zachód od wulkanu Katla, jest mniej aktywny niż inne wulkany wschodniej Islandii. Jednak w marcu 2010 roku Icelandic Meteorological Office (IMO) i Nordic Volcanological Center of the University of Iceland Institute of Earth Sciences (IES) poinformowały o pierwszej, odnotowanej w 1823 roku, erupcji tego wulkanu. W początkowej fazie erupcji, tj. od 20 marca do 12 kwietnia 2010 roku, nastąpił wypływ lawy ze szczeliny oraz tworzenie pióropusza pary. Po krótkiej przerwie w działalnościach wylewnych, w godzinach porannych w dniu 14 kwietnia nastąpiła następna erupcja. Jej efektem było powstanie ogromnej chmury popiołu, składającej się głównie z drobnoziarnistej tefry, która rozprzestrzeniła się na znaczne odległości, powodując zakłócenia ruchu lotniczego i zamknięcie przestrzeni powietrznej na dużych obszarach, głównie nad Północną i Środkową Europą. W maju i czerwcu w dalszym ciągu następowały kolejne małe wybuchy, którym towarzyszyły emisje popiołu do troposfery (<http://www.volcano.si.edu/index.cfm>).

Cząstki, które trafiają do atmosfery podczas wybuchów wulkanicznych zaliczamy do aerozoli atmosferycznych. Innymi składnikami aerozolu mogą być pyły pochodzenia gruntowego i organicznego (np. wietrzenie skał), cząstki i kropelki powstałe podczas rozbryzgiwania wody morskiej w czasie falowania, pożarów lasów, spalania, mikroorganizmy, zarodniki, pyłki roślinne, a także pył kosmiczny powstający podczas spalania meteorów w atmosferze (Chromow, 1977).

MATERIAŁY I METODY OPRACOWANIA

W niniejszej pracy przedstawiono zmienność grubości optycznej atmosfery, mierzonej na stacji Barrow na Alasce (71°19'N, 156°36'W). Stacja położona jest na wysokości 0,0 m n.p.m, na najbardziej wysu-

niętym na północ przylądka Stanów Zjednoczonych, około 330 km na północ od północnego koła podbiegunowego, które wyznacza teoretyczny zasięg występowania zjawiska dnia i nocy polarnej na półkuli północnej. Dane o AOT udostępnione są do celów naukowych w ramach sieci AERONET (Aerosol Robotic Network) na stronie internetowej <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

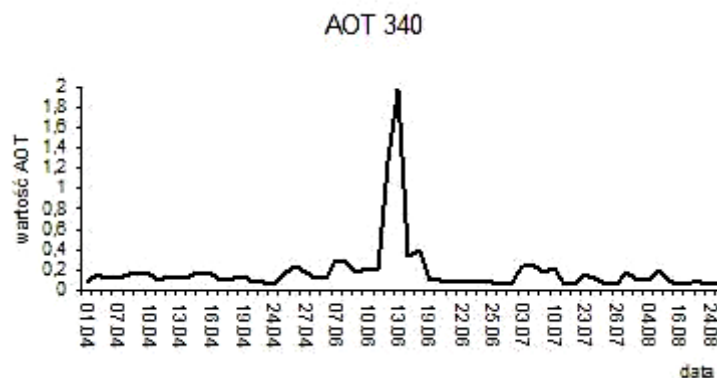
Ze względu na położenie stacji w pobliżu północnego koła podbiegunowego, brak jest danych z okresów trwania nocy polarnej, dlatego w niniejszej pracy przedstawiono tylko pomiary wykonane od 1 kwietnia do 1 października 2010 roku.

Grubość optyczna atmosfery (AOT) jest wartością bezwymiarową, która określa ilościowo stopień spektralnej przezroczystości atmosfery. Wielkość ta opisuje stopień osłabienia światła słonecznego po przejściu przez całą atmosferę Ziemi. Można nią wyrażać zależność spektralną w różnych zakresach widma (HOLBEN i in., 1998). Cząsteczki mniejsze najlepiej rozpraszają promieniowanie ultrafioletowe, o długości fali krótszej niż 400 nm. Wartość AOT wykazana przy długości fali równej 440 nm oddaje stopień rozproszenia głównie przez duże cząsteczki, jednak nie większe niż 1 μm . W pracy wykorzystano pomiary grubości optycznej atmosfery (AOT) w zakresie widma 340 nm, ponieważ zakres ten odzwierciedla rozproszenie przez najmniejsze cząsteczki, które przemieszczają się na dalekie odległości.

W drugim etapie badań analizie poddano zjawisko transportu w troposferze przy pomocy modelu HYSPLIT. Model ten umożliwia precyzyjne odtworzenie trajektorii transportu atmosferycznego oraz rozproszenie zanieczyszczeń w powietrzu. Niektóre aplikacje obejmują śledzenie przemieszczania się i prognozowanie dyspersji materiału radioaktywnego, popiołu wulkanicznego, dymu z instytucji wysokokominowych i zanieczyszczeń z różnych stałych i mobilnych źródeł emisji (DRAXLER i in., 1997). W niniejszej pracy model HYSPLIT posłużył do odtworzenia drogi napływającego powietrza nad stację Barrow w postaci trajektorii wstecznych oraz do wykonania obrazów przedstawiających obszar dyspersji popiołu wulkanicznego znad Islandii.

WYNIKI

Aerolowa grubość optyczna atmosfery AOT nad stacją Barrow w 2010 roku charakteryzowała się znacznymi wahaniami. W badanym roku wartość AOT (340 nm) wahała się od 0,048234 do 1,960514. Średnia roczna grubość optyczna wynosiła 0,184489. Prawie 75 % wszystkich pomiarów przyjmowało wartości niższe od średniej rocznej (rys. 1).



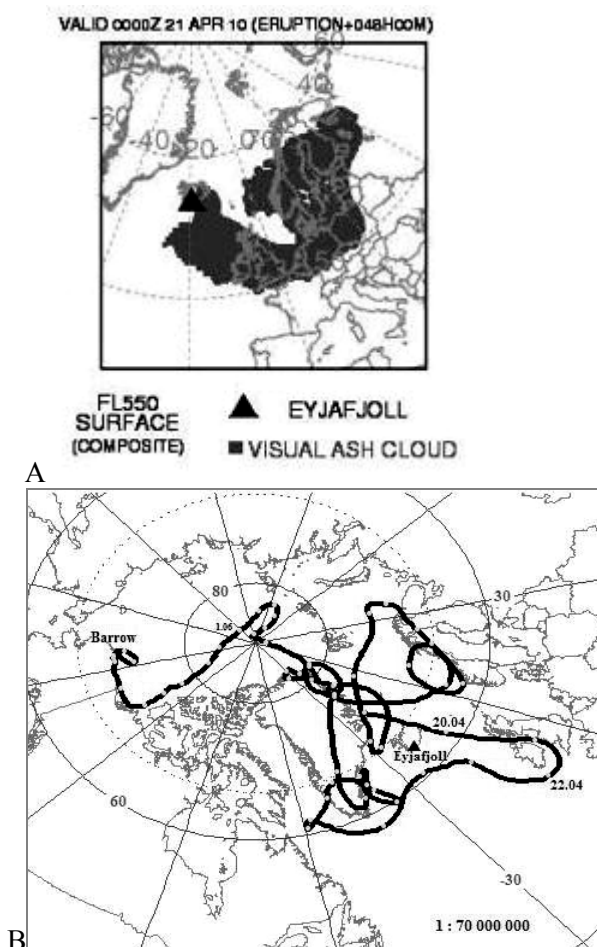
Rys. 1. Zmiany średniej dziennej wartości aerolowej grubości optycznej AOT (340 nm) dla stacji Barrow w 2010 roku

Fig. 1. Variability of daily mean Aerosol Optical Thickness AOT (340 nm) for Barrow in 2010

Cechą charakterystyczną zmienności grubości optycznej atmosfery w Barrow w badanym roku było wystąpienie w połowie czerwca wyraźnego wzrostu wartości AOT. W dniach 11–13 czerwca 2010 roku wartość AOT wzrosła prawie 10-krotnie tzn. z 0,198649 do 1,960514 (rys. 1). Stacja w tych dniach znajdowała się pod silnym wpływem układów niżowych (996 hPa w centrum), napływających z południa, które jednocześnie umożliwiły napływ powietrza nad stację ze wschodu.

Na dłuższych trasach transportowi podlegają głównie najdrobniejsze cząsteczki. Mechanizmy tego przenoszenia, trwającego tygodnie lub miesiące, zwykle związane są z ogólną cyrkulacją atmosfery. W związku z ciągłą ewolucją pola barycznego może w tak długim okresie niejednokrotnie zmienić się kierunek przenoszenia powietrza i drobnych cząstek (GARBALEWSKI, 1999). Na rys. 2 i 3 ogólnie przedstawiono przestrzenny zasięg rozproszenia popiołu po erupcji wulkanu w wybranych dniach oraz tra-

jektorie powietrza napływającego nad stację Barrow w dniach 12 i 13 czerwca 2010 roku. Na trajektorii zaznaczono miejsca i charakterystyczne daty występowania cząstki powietrza o godzinie 0 UTC.

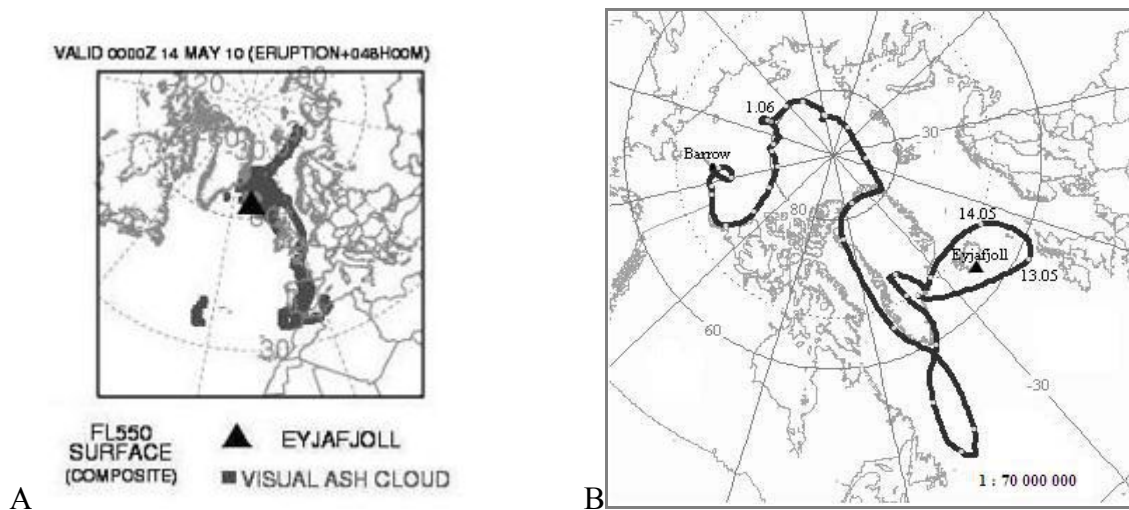


Ryc. 2. A - Smuga popiołu wulkanicznego rozprzestrzeniającego się znad Islandii w dniach 19-20 kwietnia 2010 roku (0 UTC) (źródło: <http://www.arl.noaa.gov>) oraz B - wsteczna trajektoria powietrza napływającego nad stację Barrow 12 czerwca 2010 roku

Fig. 2. A- Dispersion of volcanic ash above the volcano in Iceland on April 19-20, 2010 (0 UTC) (source: <http://www.arl.noaa.gov>) and B - backward trajectory reaching at Barrow on June 12, 2010

Według raportów umieszczanych na stronie internetowej Global Volcanism Program (GVP), w trakcie erupcji wulkanu na Islandii, w dniach 14-17 kwietnia, popiół został wyrzucony na wysokość 8 km, a następnie wraz z prądami powietrznymi w atmosferze rozprzestrzenił się w kierunku wschodnim i południowym (17 kwietnia), docierając do kontynentu europejskiego (rys. 2A). W dniu 19 kwietnia smuga popiołu wzniosła się tylko 600–900 m ponad szczytem wulkanu (1666 m n.p.m.). W kolejnej fazie transportu, pod wpływem załęgającego nad Islandią niżu, chmura popiołu wzniosła się konwekcyjnie na wysokość 5-7 km i przeniesiona została w kierunku południowym, nad północne rejony Wysp Brytyjskich i Morza Północnego. Na rys. 2B widać, że w dniu 19 kwietnia trajektoria znad północnych części Islandii, dalej przemieszczała się wzdłuż wschodnich i południowych wybrzeży Irlandii (na wysokości 2000 m). W następnych tygodniach trasa przemieszczającej się wybranej porcji powietrza przebiegała nad Oceanem Atlantyckim, Grenlandią i Północnym Pakiem Lodowym w Arktyce, a 12 czerwca dotarła nad stację Barrow.

W dniach 12-18 maja 2010 roku smuga popiołu wznosiła się na wysokość 4-9 km i przeniesiona została, wraz z nią, w kierunkach: ESE, SE i S (wg GVP, rys. 3A). Jak widać na ryc. 3B, trajektoria powietrza, która 13 czerwca dotarła do Barrow, wcześniej (12-13 maja) przemieszczała się na wysokości 2000–3000 m n.p.m. wzdłuż południowych i wschodnich wybrzeży Islandii, gdzie doszło do erupcji popiołu wulkanicznego (rys. 3A).



Rys. 3. A - Smuga popiołu wulkanicznego rozprzestrzeniającego się znad Islandii w dniach 12-13 maja 2010 roku (0 UTC) (źródło: <http://www.arl.noaa.gov>) oraz B - wsteczna trajektoria powietrza napływającego nad stację Barrow 13 czerwca 2010 roku.

Fig. 3. A - Dispersion of volcanic ash above the volcano in Iceland May 12-13, 2010 (0 UTC) (source: <http://www.arl.noaa.gov>) and B - backward trajectory reaching at Barrow on June 13, 2010.

DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

Przenoszenie powietrza na odległości rzędu tysięcy kilometrów nazywa się przenoszeniem o dalekim zasięgu lub mikroskalowym. Aerosole mogą łatwo ulegać takiemu przenoszeniu poprzez prądy powietrzne w atmosferze. Na dłuższych trasach transportowi ulegają wyłącznie najdrobniejsze cząsteczki, a ich przemieszczanie się trwa zwykle tygodnie, a nawet miesiące (GARBALEWSKI, 1999). Cząstki pyłu są często niesione z Afryki Północnej nad obszar Europy Południowej i Środkowej, a także przez Ocean Atlantycki w rejon Karaibów. Dymy, pochodzące z pożarów lasów w Kanadzie, przenoszone były na wysokości 8-13 km do brzegów Europy, zachowując jeszcze duże stężenie. Dymy i popioły pochodzące z potężnych wybuchów wulkanicznych niejednokrotnie rozchodziły się w wyższych warstwach atmosfery krążąc wokół całej kuli ziemskiej (CHROMOW, 1977; PROSPERO i in., 1981).

Przeprowadzone analizy wykazały, że wyrzucany materiał piroklastyczny w trakcie erupcji wulkanu Eyjafjallajökull w 2010 roku miał wpływ na wzrost wartości grubości optycznej atmosfery na stacji Barrow, odległej od miejsca erupcji o około 5000 km. Analiza trajektorii cząstek powietrza z 12 i 13 czerwca (rys. 2B i 3B) potwierdziła przypuszczenie, że wysokie wartości AOT związane były z adwekcją powietrza znad obszarów objętych chmurą popiołu. Natomiast trajektorie porcji powietrza dla dni, w których odnotowano niską wartość AOT, przechodziły bądź nad Oceanem Spokojnym, Wschodnią Azją, Zachodnią częścią Ameryki Północnej lub też nad pokrywą lodową Arktyki.

Wpływ licznych przypadków adwekcji aerolu nad Arktykę był wcześniej analizowany w pracach np. SHIOBARA i in. (2006) i SONG i in. (2008). Autorzy zaobserwowali znaczne podniesienie się poziomu wartości AOT po wybuchu wulkanu Pinatubo w 1991 roku, oraz wysoki wzrost wartości aerolowej grubości optycznej po adwekcji pyłu pustynnego z Azji w kwietniu 2001 roku i po pożarach lasów borealnych w lecie 2004 roku. Wzrost grubości optycznej atmosfery w dniach 12-13 czerwca 2010 roku był znacznie wyższy od odnotowanego wzrostu wartości AOT po wybuchu wulkanu Pinatubo w 1991 roku. Wg SHIOBARA i in. (2006) w 1991 roku najwyższa wartość grubości optycznej nie przekroczyła 0,4 (AOD 500 nm), natomiast 13 czerwca 2010 roku wynosiła 1,36 (AOT 500 nm). Wynik ten wskazuje na równoleżnikowy transport aerolu na wyższych szerokościach geograficznych. Zasięg transportu pyłów zależy również od konwekcji mas powietrza. Nad zachodnią indonezyjską częścią Pacyfiku duża wilgotność powietrza i jego wysoka temperatura powodują zachwianie równowagi atmosferycznej. W tych warunkach rozwija się intensywne przenoszenie wżwyż (GARBALEWSKI, 1999). W przypadku erupcji wulkanu Eyjafjallajökull, także istotny wpływ na transport pyłu wulkanicznego miały procesy konwekcyjne wzrostu poziomu transportu. W tym przypadku zjawisko konwekcji w troposferze wywołane było aktywnym transportem ciepłego i wilgotnego powietrza w pionie, nad obrzeżem ciepłych wód oceanicznych wokół Islandii.

LITERATURA

- Chromow S.P., 1977: Wstęp. W: *Meteorologia i Klimatologia*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa: 47.
- Draxler R.R., Hess G.D., 1997: DESCRIPTION OF THE HYSPLIT_4 MODELING SYSTEM. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland: 1-28.
- Garbalewski Cz., 1999: Transport cząstek na bliskie i dalekie dystanse. W: *Fizyka aerozolowej aktywności morza*. Polska Akademia Nauk, Sopot: 159-165.
- Global Volcanism Program (GVP): <http://www.volcano.si.edu/index.cfm>.
- Holben B. N., Eck T. I., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A., 1998: AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, 66: 1–16.
- Prospero J.M., Carlson T.N., 1981: Saharan Air Outbreaks Over the Tropical North Atlantic. *PAGEOPH*, vol. 119: 677-691.
- Shiobara M., Stone R., Herber A., Vitale V., Tomasi C., Blindheim S., Gausa M., Ritter C., Graeser E., von Hoyningen-Huene W., Lupi A., Mazzola M., Aaltonen V., Ehrlich A., Petelski T., Zielinski T., Stebel K., O'Neill N., Freemantle J., Toledano C., Ortiz P., 2006: Polar-AOD Radiometer Inter-comparison Experiment at Ny-Alesund in the Arctic: Preliminary Result and Validation Analysis. *Proceedings of the 29th Symposium on Polar Meteorology and Glaciology Programme and Abstracts*, 29: 20-21.
- Song S.-K., Kim Y.-K., Shon Z.-H., Lee H.W., 2008: Influence of meteorological conditions on trans-Pacific transport of Asian dust during spring season. *Journal of Aerosol Science*, 39: 1003-1016.