

P. 509

INSTYTUT BIOLOGII DOŚWIADCZALNEJ im. M. NENCKIEGO  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

POLSKIE ARCHIWUM  
HYDROBIOLOGII

Tom XI (XXIV)

Nr 3

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1963



<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENTS

<b>B. Czczuga, T. Baszyński</b>	
Niektóre dane hydrochemiczne wód Jeziora Rajgrodzkiego . . . . .	267
<b>T. Januskiewicz, L. Jakubowska</b>	
Jezioro Klasztorne w Kartuzach — studium hydrochemiczne . . . . .	275
<b>B. Styczyński, S. Rakusa-Suszczewski</b>	
Tendipedidae of selected water habitats of Hornsund region (Spitzbergen). . . . .	327
<b>M. Bogucki</b>	
The influence of salinity on the maturation of gametes of <i>Nereis diversicolor</i> O. F. Müller . . . . .	343
<b>J. Paschalski</b>	
Próba charakterystyki wód tatrzańskich na podstawie zdolności buforowych . . . . .	349
<b>L. Szlauer</b>	
The resting stages of Cyclopidae in Stary Dwór Lake . . . . .	385
<b>Recenzje</b>	
W. Schäperclaus, <i>Lehrbuch der Teichwirtschaft</i> . P. Wolny . . . . .	395
H. Liebmann, <i>Handbuch der Frieschwasser und Abwasser-Biologie</i> . Rec. M. Bogucki . . . . .	396
H. Liebmann <i>Handbuch der Frieschwasser und Abwasser-Biologie</i> . Bd. II. Rec. M. Bogucki. . . . .	397



POLSKIE ARCHIWUM  
HYDROBIOLOGII

ИНСТИТУТ ОПЫТНОЙ БИОЛОГИИ им. НЕНЦКОГО  
ПОЛЬСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ПОЛЬСКИЙ ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ АРХИВ  
бывший  
АРХИВ ГИДРОБИОЛОГИИ И РЫБОЛОВСТВА

ТОМ XI (XXIV)

№ 3

ВАРШАВА 1963

---

NENCKI INSTITUTE OF EXPERIMENTAL BIOLOGY  
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

POLISH ARCHIVES OF HYDROBIOLOGY  
formerly  
ARCHIVES D'HYDROBIOLOGIE ET D'ICHTHYOLOGIE

Vol. XI (XXIV)

No. 3

WARSAW 1963

INSTYTUT BIOLOGII DOŚWIADCZALNEJ im. M. NENCKIEGO  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

# POLSKIE ARCHIWUM HYDROBIOLOGII

Tom XI (XXIV)

Nr 3

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1963



POLSKIE ARCHIWUM HYDROBIOLOGII  
jest kontynuacją  
ARCHIWUM HYDROBIOLOGII I RYBACTWA

Komitet Redakcyjny  
Redaktor M. B O G U C K I

Członkowie  
K. DEMEL, J. KONDRACKI, J. MIKULSKI,  
J. PAWŁOWSKI, M. STANGENBERG

Państwowe Wydawnictwo Naukowe — Warszawa 1963

---

Nakład 750 + 150. Ark. wyd. 11. Ark. druk. 9,75 + 2 wkładki. Papier  
druk. sat. 70 g, V kl. 70×100/16. Przekazano do składu w marcu 1963.

Druk ukończono w grudniu 1963 r.

Zam. 425/63.

L-41

Cena zł 33.—

---

Drukarnia im. Rewolucji Październikowej w Warszawie

B. Czeczuga i T. Baszyński\*

## Niektóre dane hydrochemiczne wód Jeziora Rajgrodzkiego

Zakład Biologii A. M. w Białymstoku

Otrzymano 27.IV.1962

### Wstęp

Badania niniejsze wykonano w ramach wszechstronnego analizowania warunków produkcji planktonu. Ponieważ jeziora Mazur wschodnich nie do czekały się jeszcze takiego opracowania z punktu widzenia limnologicznego (Olszewski i Paschalski 1959, Gieysztor i Odechowska 1958, Gieysztor 1959), dlatego uważamy, że ogłoszenie chociaż urywkowych spostrzeżeń hydrochemicznych z wód jeziora Rajgrodzkiego będzie przydatne.

Badania rozpoczęto w maju 1956 roku w tzw. odnodze Czarna Wieś, w miejscu, gdzie zaczyna się kanał nawadniający wodą łąki kuwaskie. Analizy powtórzo no z tego samego miejsca w czerwcu tego samego roku. W roku następnym po wykonaniu z lodu batymetrii tego jeziora pobrano wodę podobnie, jak Stangenberg (1950), na jeziorze Charzykowo, zimą, wiosną, latem i jesienią z głęboczek znajdującego się w odnodze Rajgrodzkiej (naprzeciw osady Opertowo), od powierzchni do warstw przydennych w odstępach co parę metrów. Próbkę wody pobierano przy pomocy czerpaka Ruttnera. Przyrząd opuszczano na linie lnianej, w związku z tym należy przypuszczać, że mogły wyniknąć nieznaczne niedokładności w pomiarze głębokości pobrania próbek. Temperaturę wody mierzono termometrem w czerpaku Ruttnera. Tlen oznaczano metodą Winklera w flaszki o objętości 260 ml. Pozostałe analizy chemiczne wykonano wg metod podanych w pracy zbiorowej „Standard methods for the examination of water and sewage”.

\* Obecny adres: Lublin, Zakład Fizjologii Roślin UMCS.



## Wyniki badań

Wyniki analiz wody z odnogi Czarna Wieś (głęb. 0,5 m) uwidoczniiono w tabeli I. W przytoczonych danych rzuca się w oczy stosunkowo wysoka barwa wody, wahająca się od 80 do 100. Twardość ogólna jest bardzo wysoka i waha się od 210 do 313,5 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Na podkreślenie zasługuje nieprzećiętna zawartość żelaza 0,35—0,56 mg/l a także duża sucha pozostałość 370—390 mg/l.

Jeśli chodzi o wyniki z głęboczek jeziora Rajgrodzkiego, to zestawiono je w tabeli II.

Temperatura wody w pierwszej dekadzie lutego wahała się od 1° tuż pod lodem, do 1,9° na głębokości 40 m. Jak z tego wynika, temperatura wody w tym okresie była bardzo niska. Na początku maja nastąpiło znaczne ogrzanie się wód. Na powierzchni jeziora temperatura wody wynosiła 10,2°, w warstwach przydennych natomiast stwierdzono 5,8°. Należy sądzić, że był to początek stagnacji letniej w jeziorze Rajgrodzkim. W połowie pierwszej dekady sierpnia temperatura wody warstw powierzchniowych przekraczała 20°. Warstwy przydenne tego jeziora miały temperaturę 6,8°. Jak wynika z czteroletnich pomiarów termicznych w okresie stagnacji letniej, grubość epilimnionu wynosi

Tabela I

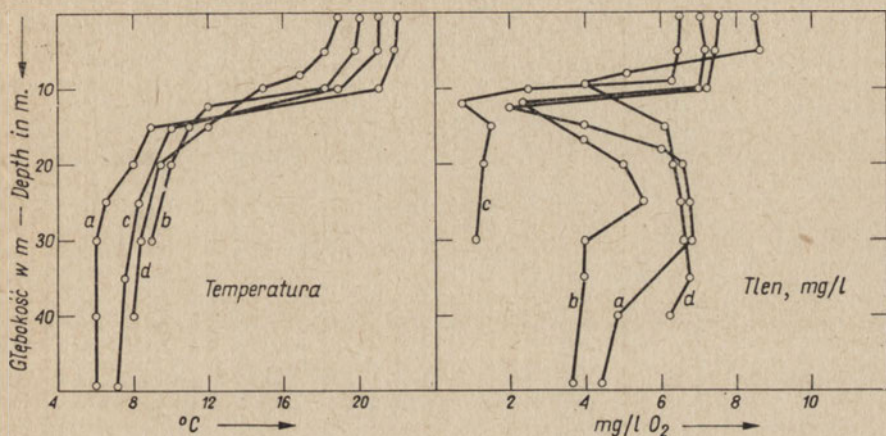
Skład chemiczny wody odnogi Czarna Wieś jeziora Rajgrodzkiego  
Chemical water composition of Rajgrad Lake

Wyszczególnienie	maj — May 1956	czerwiec — June 1956
t°C	15,5	18,5
Barwa — Colour mg/l Pt.	100,0	80,0
Zapach — Odor	roślinny	roślinny
Odczyn pH	7,1	7,15
O <sub>2</sub> mg/l	10,1	7,8
CO <sub>2</sub> mg/l	3,9	3,0
Twardość og. — Total hardness mg/l CaCO <sub>3</sub>	313,5	210,0
Zasadowość mg/l CaCO <sub>3</sub> Alkalinity	160,0	175,0
Twardość niewegl. mg/l CaCO <sub>3</sub>	40,0	35,0
Chlorki mg/l Cl	7,2	6,4
Żelazo mg/l Fe	0,56	0,35
Magnez mg/l Mg	19,7	23,6
Glin mg/l Al	0,1	0,12
Sód mg/l Na	7,8	7,6
Potas mg/l K	1,75	1,6
Miedź mg/l Cu	0,008	0,010
Bor mg/l B	0,022	0,024
Amoniak mg/l N(NH <sub>3</sub> )	0,06	0,05
Azotyny mg/l N(NO <sub>2</sub> )	0,02	nie wyk.
Azotany mg/l N(NO <sub>3</sub> )	0,15	0,20
Fosforany mg/l PO <sub>4</sub>	0,12	0,18
Utlenialność — Oxydability mg/l O <sub>2</sub>	9,9	11,40
Sucha pozostałość — Dry residue mg/l	390,0	370,0
Pozostałość po prażeniu — Res. after ign. mg/l	200,0	190,0
Strata po prażeniu — Volatile matter mg/l	190,0	180,0



Natlenienie wody jeziora Rajgrodzkiego w okresie zimowym było dobre. Nawet w warstwach przydennych jeziora ilość tlenu wynosiła 9,7 mg/l.

Pod pokrywą lodową ilość tlenu w tym okresie wynosiła 12,3 mg/l. Jeśli chodzi o okres wiosenny, to w całej miąższości ilość tlenu była prawie że jednokowa, zakres wahań nie przekraczał 2 mg/l. Podczas stagnacji letniej jest wyraźne minimum tlenowe w termoklinie powtarzające się z roku na rok (rys. 1). O związkach przyczynowych tego zjawiska pisał już C z e c z u g a (1959). Jest to kompleks czynników natury bio- i abiotycznej, takich jak zużycie tlenu na różnych głębokościach, przezroczystość, intensywność fotosyntezy i inne. Oczywiście ważnym czynnikiem jest typ nasilenia wiatru na jeziorze



Rys. 1. Uwarstwienie termiczne i tlenowe w jeziorze Rajgrodzkim w okresie stagnacji letniej

(Olszewski 1959). Ostatnio zjawiała się wypowiedź Shapiro (1960), że głównym czynnikiem wywołującym minimum tlenowe w termoklinie są skorupiaki. Badania Czeczuga (1959) nie potwierdziły, by na głębokości minimum tlenowego przebywało najwięcej skorupiaków w ciągu doby. Jeżeliby oczywiście skorupiaki wywoływały minimum tlenowe w termoklinie, to czym wytłumaczyć obecność siarkowodoru w termoklinie, kiedy w wyżej i niżej leżących warstwach występuje tlen (Olszewski i Paschalski 1959). Z przykładu jeziora Rajgrodzkiego bynajmniej nie wynika, by ilość bakterio-planktonu była maksymalna na głębokości minimum tlenowego (Czeczuga 1962).

W okresie jesiennym wahania ilości tlenu były nieznaczne. Najwięcej tlenu stwierdzono na powierzchni jeziora (10,5 mg/l), najmniejsze ilości na głębokości 40 m (8,6 mg/l).

Jeśli chodzi o wolny  $\text{CO}_2$ , to w zasadzie większych różnic nie zaobserwowano z wyjątkiem okresu zimowego kiedy to na głębokości 15 m stwierdzono związek-



## Wyniki analiz wód jeziora Rajgródz

## Chemical analysis of water

Próba wody Date of sampling	głęb. depth. w m	O <sub>2</sub> mg/l	CO <sub>2</sub> mg/l	Utlenial- ność Oxydability mg / l O <sub>2</sub>	t°C	pH	Fe <sup>++</sup> mg/l
Zima 1957 (5.II) Winter Woda pobrana między Podlisewem a Opartowem na głęb. ok. 48 m. Z głęb. 45 m próby nie pobrano z powodu bardzo dużej ilości mułu	0	12,3	4,0	4,8	1,0	7,40	0,09
	5	11,0	4,5	5,3	1,0	7,80	0,09
	10	11,0	5,0	5,2	1,2	7,70	0,10
	15	11,7	7,0	9,3	1,2	7,75	0,09
	20	11,2	4,5	6,1	1,5	7,70	0,09
	25	11,0	5,0	5,4	1,6	7,60	0,10
	30	11,6	4,5	5,6	1,8	7,45	0,11
	35	10,7	4,0	5,4	1,8	7,65	0,14
	40	9,7	5,0	5,6	1,9	7,20	0,12
	Woda pobrana przy śluźie (wypływ rzeki Jegrzni) głęb. ok. 4 m.	0	11,6	4,5	5,5	1,2	7,00
3		10,9	5,0	5,4	1,2	7,60	0,10
Wiosna 1957 (2.V.) Spring	0	12,2	4,0	5,8	10,2	7,80	0,10
	5	12,0	3,5	5,9	9,6	7,80	0,10
	10	12,1	3,5	5,9	8,4	7,80	0,13
	15	12,0	4,0	5,7	7,0	8,15	0,10
	20	12,1	4,5	5,1	6,8	7,65	0,06
	25	11,7	3,5	5,9	6,0	7,30	0,10
	30	10,4	3,5	5,6	5,8	7,40	0,18
	35	11,7	3,0	5,4	5,8	7,30	0,21
	40	11,3	3,5	5,4	5,8	7,70	0,27
Śluźa (wypływ rzeki Jegrzni)	0	12,5	3,5	5,7	11,2	7,65	0,06
	3	12,9	3,5	5,6	10,2	7,95	0,10
Lato 1957 (5.VIII.) Summer	0	11,5	2,5	6,2	20,8	8,00	0,12
	5	11,5	2,5	5,8	20,6	8,10	0,09
	10	4,2	3,0	6,6	16,4	7,95	0,05
	15	7,1	3,0	6,2	10,0	7,92	0,05
	20	8,1	3,5	6,76	8,8	7,80	0,19
	25	8,4	3,0	5,4	8,6	7,95	0,22
	30	8,5	3,0	5,4	7,4	8,00	0,12
	35	7,8	4,0	5,6	7,2	7,85	0,18
	40	8,2	3,5	8,9	6,8	8,00	0,14
Jesień 1957 (11.XI.) Autumn	0	10,5	4,5	6,6	9,0	7,60	0,09
	5	10,4	4,0	5,6	9,0	7,45	0,09
	10	10,1	5,0	5,8	9,0	7,80	0,09
	15	10,3	4,5	6,8	9,0	7,60	0,09
	20	10,3	3,5	5,3	9,0	7,60	0,09
	25	10,4	4,0	6,3	9,0	7,25	0,14
	30	10,3	4,0	6,8	9,0	7,70	0,14
	35	8,9	4,5	5,8	8,8	7,65	0,14
40	8,6	4,5	5,9	8,6	7,50	0,14	

przeciętnie 8—10 m (rys. 1). Podobny układ termiczny w końcu sierpnia 1958 r. obserwowali w tym jeziorze Olszewski i Paschalski (1959). Jeśli chodzi o stosunki termiczne w listopadzie (11. XI), to do głębokości 30 m stwierdzono temperaturę wyrównaną (9°), natomiast na głębokości 40 m

kiego wykonane w roku 1957

Tabela II

in Rajgrad Lake in 1957

Fe <sup>+++</sup> mg/l	N <sub>NO<sub>2</sub></sub> mg/l	N <sub>NO<sub>3</sub></sub> mg/l	N <sub>NH<sub>3</sub></sub> mg/l	PO <sub>4</sub> mg/l	SO <sub>4</sub> mg/l	Ca <sup>++</sup> mg/l	Sucha pozostałość dry residue mg/l	Strata po prażeniu volatile matters mg/l
0,18	nie wykryto	0,05	0,08	0,11	32,6	60,6	320	160
0,20		0,05	0,10	0,11	28,6	65,2	320	160
0,25		0,08	0,07	0,13	28,6	68,9	400	120
0,25		0,07	0,05	0,37	30,2	64,0	400	200
0,26		0,07	0,05	0,09	29,0	64,3	320	160
0,20		0,07	0,06	0,13	28,8	62,6	400	200
0,26		0,05	0,04	0,10	43,4	66,9	260	160
0,16		0,07	0,07	0,33	40,3	62,0	280	160
0,15		0,05	0,06	0,22	38,8	60,0	360	180
0,27		0,07	0,10	0,12	30,5	61,3	260	110
0,30	0,06	0,08	0,12	30,7	66,0	280	120	
0,31	nie wykryto	0,06	0,06	0,13	30,6	61,7	200	80
0,31		0,06	0,05	0,13	37,6	63,1	240	100
0,10		0,08	0,07	0,15	35,7	63,1	280	100
0,30		0,09	0,07	0,17	37,8	61,8	260	100
0,10		0,08	0,06	0,16	33,0	64,5	320	120
0,35		0,10	0,04	0,10	33,5	66,4	320	220
0,25		0,10	0,06	0,12	30,0	61,4	260	160
0,20		0,05	0,07	0,12	36,5	64,0	260	200
0,15		0,08	0,06	0,17	36,3	62,1	320	130
0,27		0,06	0,05	0,13	29,7	57,9	240	100
0,25	0,06	0,05	0,13	30,6	60,2	240	100	
0,18	nie wykryto	0,08	0,09	0,13	22,00	54,72	240	140
0,35		0,07	0,09	0,17	26,78	45,29	140	80
0,31		0,07	0,12	0,15	26,04	52,14	200	140
0,30		0,08	0,10	0,16	21,34	32,57	260	140
0,30		0,10	0,09	0,16	26,70	58,40	200	80
0,25		0,09	0,12	0,22	27,52	41,03	240	140
0,25		0,10	0,08	0,21	23,07	43,86	220	120
0,27		0,12	0,12	0,37	21,42	35,00	240	140
0,15		0,09	0,09	0,26	27,80	49,00	260	140
0,13		nie wykryto	0,10	0,03	0,13	24,31	63,43	280
0,15	0,10		0,01	0,15	27,15	58,57	230	130
0,20	0,07		0,03	0,15	22,50	59,29	320	110
0,26	0,08		0,02	0,14	23,06	65,29	320	140
0,31	0,13		0,06	0,14	23,98	64,43	300	120
0,32	0,08		0,03	0,14	22,74	56,57	340	120
0,32	0,10		0,01	0,13	21,51	57,00	300	80
0,30	0,12		0,03	0,14	22,82	45,71	260	80
0,25	0,10		0,02	0,15	23,98	59,43	260	80

temperatura była nieco niższa. Jak wynika z tab. II, w jeziorze Rajgradzkim zachodzi pełne mieszanie wody podczas cyrkulacji jesiennej, a szczególnie obserwowano to zjawisko w 1959 r., kiedy w listopadzie cała miąższość wody miała wyrównaną temperaturę (5°).



szoną nieco ilość  $\text{CO}_2$  (7,0 mg/l). Jeśli chodzi o minimalne ilości wolnego  $\text{CO}_2$ , to obserwowano je w 5-metrowej warstwie powierzchniowej w okresie letnim, co niewątpliwie związane jest z intensywnością fotosyntezy w tej warstwie.

Utlenialność wody jeziora Rajgrodzkiego w okresie zimowym wahała się w granicach od 4,8 mg  $\text{O}_2$ /l na powierzchni, do 9,3 mg  $\text{O}_2$ /l na głębokości 15 m. Znamienne jest, że w tym okresie na głębokości 15 m stwierdzono maksymalną ilość wolnego  $\text{CO}_2$ . Utlenialność wody wiosną była mniej więcej jednakowa na wszystkich głębokościach, różnice nie przekraczały 0,5 mg  $\text{O}_2$ /l. Natomiast w okresie stagnacji letniej zakres wahań był nieco większy. Wielkości te zmieniały się od 5,4 na 25—30 m, do 8,9 mg  $\text{O}_2$ /l na głębokości 40 m. W okresie jesiennej cyrkulacji utlenialność zmieniała się w granicach 5,3—6,8 mg  $\text{O}_2$ /l.

Odczyn wody w jeziorze Rajgrodzkim wahał się w granicach od 7,0 (zimą — tuż pod lodem przy śluzie) do 8,15 (wiosną na głębokości 15 m). Jak z tego wynika był on zawsze obojętny lub lekko alkaliczny.

Żelazo w jeziorze Rajgrodzkim występowało raczej w ilościach przeciętnych. Wbrew oczekiwaniom nie obserwowano większych ilości żelaza w warstwach przydennych. W innych jeziorach często różnice w porównaniu z warstwami powierzchniowymi są bardzo znaczne (Olszewski 1953).

Azotynów w wodzie jeziora Rajgrodzkiego w okresie badanym nie stwierdzono, z wyjątkiem stanowiska przy wypuszczeniu kanału kuwaskiego.

Natomiast azotany stwierdzono. W okresie zimowym występowały w setnych częściach mg w litrze wody. W okresie wiosennym ilość ich nieco się zwiększała, maksimum zanotowano na głębokości 25—30 m (0,10 mg/l). Okres letni w zasadzie niczym nie różnił się od okresu wiosennego. Natomiast w okresie jesiennym jak gdyby była tendencja do zwiększania się ilości azotanów.

Amoniak występował w okresie zimowym i wiosennym w ilościach 0,04—0,10 mg/l  $\text{N}(\text{NH}_3)$ . Natomiast w okresie letnim ilość amoniaku w wodzie jeziora Rajgrodzkiego nieco się zwiększa. Stwierdzono wielkości w granicach od 0,08 do 0,12 mg/l. Okres jesienny charakteryzuje się najmniejszą ilością amoniaku (0,01—0,06 mg/l  $\text{N}(\text{NH}_3)$ ).

Zasługuje na podkreślenie stosunkowo duża ilość fosforanów. W okresie zimowym wahania zachodziły w granicach od 0,09 do 0,37 mg/l  $\text{PO}_4$ . Maksymalną ilość w tym okresie stwierdzono na głębokości 15 m. Na tej właśnie głębokości, jak już pisano, stwierdzono maksimum  $\text{CO}_2$  i największą utlenialność. Okres wiosennej i jesiennej cyrkulacji w zasadzie nie wykazuje większych różnic co do ilości fosforanów. Natomiast w okresie stagnacji letniej ilość fosforanów nieco wzrasta w dolnych warstwach hipolimnionu (0,21—0,37 mg/l).



Zawartość siarczanów w wodzie jeziora Rajgrodzkiego jest stosunkowo wysoka, wahania stwierdzono w granicach od 21,34 do 43,40 mg/l  $\text{SO}_4$ . W jeziorze Tajty Olszewski (1953) notował wielkości prawie że o połowę mniejsze.

Ilość wapnia w wodzie jeziora Rajgrodzkiego była nieco większa w okresie zimowo-wiosennym w porównaniu do lata i jesieni, kiedy to zawartość wapnia zmalała. Zimą i wiosną notowano wielkości od 57,9 do 68,9 mg/l Ca. Natomiast w okresie letnim i jesiennym wahania zachodziły w granicach od 32,57 do 65,29 mg/l Ca.

Woda jeziora Rajgrodzkiego charakteryzuje się stosunkowo dużą suchą pozostałością, a szczególnie w okresie zimowym (260—400 mg/l). W pozostałych okresach notowano nieco mniejsze ilości (140—320 mg/l).

Strata po prażeniu suchej pozostałości wahała się w granicach od 80 do 220 mg/l.

Porównując skład chemiczny wody odnogi Czarna Wieś i odnogi Rajgrodzkiej, chociaż analizy wykonano w różnych latach, w zasadzie nie widzimy większych różnic. Są to odchylenia nieznaczne. Tak np. na głęboczku w odnodze Rajgrodzkiej w ciągu całego okresu badań nie stwierdzono azotynów, natomiast przy wypływie kanału kuwaskiego w maju stwierdzono 0,02 mg/l  $\text{N}(\text{NO}_2)$ . Również w odnodze Czarna Wieś zanotowano większą utlenialność wody.

#### PIŚMIENNICTWO — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHY

1. Czeczuga B., 1959. The minimum and the maximum of oxygen of metalimnion Rajgród lakes. *Acta Hydrobiolog.* 1 (2): 109—122.
2. Czeczuga B., 1962. An attempt at establishing the production and numerical relations of bacterioplankton biomass. — *Ibidem*, 4 (1): 1—20.
3. Gieysztor M., 1959. On a continuous series of lakes. — *Pol. Arch. Hydrobiol.* 6: 175—187.
4. Gieysztor M. and Odechowska Z., 1958. Observations on the thermal and chemical properties of Mazurian Lakes in the Giżycko Region. *Ibidem*, 4: 123—152.
5. Olszewski P., 1953. Obserwacje chemiczne z jeziora Tajty. — *Roczniki Nauk Rolniczych* 67D: 23—65.
6. Olszewski P., 1959. Stopnie nasilenia wpływu wiatru na jeziora. — *Zeszyty Naukowe WSR w Olsztynie*, 4: 111—132.
7. Olszewski P. i Paschalski J., 1959. Wstępna charakterystyka limnologiczna niektórych jezior Pojezierza Mazurskiego. — *Ibidem*, 4: 1—109.
8. Praca zbiorowa—1955. Standard Methods for the Examination of Water and Sewage. 10 Nowy Jork.
9. Shapiro J., 1960. The cause of a metalimnetic minimum of dissolved oxygen. — *Limnology and Oceanogr.* 5 (2): 216—227.
10. Stangenberg M., 1950. Morfometria i skład chemiczny wody jeziora Charzykowo. — *Jezioro Chorzykowo*: 9—42.

Б. Чечуга и Т. Башинский

**Некоторые данные по гидрохимии Райгородского озера**

## Резюме

На протяжении двух лет (1956—1957) исследовался химический состав воды Райгородского озера. Результаты исследований составлено в таблице I и II. Из этих данных следует, что этот водоём принадлежит к мезотрофному типу.

Рис. 1. Термическая и кислородная стратификация в Райгородском озере во время летней стагнации.

B. Czeczuga, T. Baszyński

**Some Hydrochemical Data of the Waters of the Rajgród Lake**

## Summary

In the years 1956—1957, the chemical composition of water in the Rajgród Lake was investigated. The results are listed in Tables 1 and 2, and prove, that this lake may be considered as mesotrophic.

Fig. 1. Thermal and oxygen stratification in Rajgród Lake during summer stagnation



T. Januszkiewicz, L. Jakubowska

## Jezioro Klasztorne w Kartuzach — studium hydrochemiczne

Instytut Gospodarki Wodnej, Zakład Ochrony Wód w Gdańsku

Otrzymano 27.XII.1962

### Wprowadzenie

Zanik jezior związany z naturalnymi procesami ich starzenia się (F o r e l 1901, L e p n i e w a 1960, S t a n g e n b e r g 1936) jest przyśpieszany wydatnie czynnikami sztucznymi powodującymi wzrost trofizmu wody, wśród których rola ścieków i spływów z użytków rolnych wybija się na plan pierwszy (O h l e 1953). Przykładem takiej sztucznej eutrofizacji jeziora oligotroficznego przez ścieki miejskie jest j. Zurichskie (T h i e n e m a n n 1928 T h o m a s i M ä r k i 1949). Eutrofizacja powodowana ściekami jest stanem niezmiernie trwałym i dotychczas nie znaleziono sposobu jej cofnięcia (H a s l e r 1947, H e a t h 1961), zaś diagnoza jej rozwoju jest trudna (O l s z e w s k i 1959). Zabudowa brzegów jezior osadami ludzkimi, datująca się od czasów wczesnych osad palowych, ich współczesny rozrost i industrializacja wraz z wypływającymi stąd problemami wodno-ściekowymi, sprzyja wielokrotnemu wzrostowi szybkości eutrofizacji tych zbiorników, powodując często już nieodwracalne zmiany w warunkach naturalnych środowiska wodnego.

Obiektem niniejszych badań jest jedno z jezior Pojezierza Kaszubskiego. Jezioro Klasztorne jest ważnym ogniwem w gospodarce wodnej przyległego terenu, a w szczególności położonego na jego brzegu miasta powiatowego Kartuzy. Przypuszczać należy, że to bliskie sąsiedztwo osiedla miejskiego musiało w ciągu wieków wywierać określony wpływ na kierunek i dynamikę ewolucji jeziora.

Zadaniem tej pracy jest zobrazowanie czynników biotopowych środowiska jeziora Klasztorne.

Dotychczasowe prace badawcze dotyczące j. Klasztorne nie były liczne: S e l i g o (1902) podał garść informacji ogólnorybackich, później K a t r a (1933)



przeprowadził pomiary morfometryczne, a w ostatnim czasie Szukałski (1960), opracowując fizjografię przyległego terenu, poruszył jednocześnie problem zanieczyszczenia jeziora. Zwraca uwagę zupełny brak w literaturze danych dotyczących stosunków hydrochemicznych jeziora, znajomość których jest niezbędna dla rozwiązania szeregu problemów naukowych oraz właściwego podejścia do bieżących posunięć praktycznych.

Opracowywane w chwili obecnej koncepcje uzdrowienia gospodarki ściekowej Kartuzi i ochrony pobliskich jezior, których realizacja wprowadzona została do aktualnego państwowego planu gospodarczego, wymagają pilnie szczegółowych materiałów badawczych dotyczących wszechstronnej charakterystyki jeziora. Monograficzne zestawienie wiadomości dotyczących j. Klasztornego wydaje się w tym świetle sprawą pożądaną, ułatwi bowiem przyczynowe zrozumienie jego obecnego oblicza limnologicznego oraz pozwoli na właściwe wykorzystanie trudno dostępnych źródeł naukowych dla aktualnych rozważań technicznych.

### Ogólny opis i fizjografia terenu

Jezioro Klasztorne położone jest w odległości około 30 km na zachód od Gdańska, w bezpośredniej bliskości miasta powiatowego Kartuzy. Współrzędne geograficzne jeziora:  $\lambda = 18^{\circ}12'12''$ ;  $\varphi = 54^{\circ}20'45''$ . Pojezierze Kaszubskie stanowi podregion geomorfologiczny Pojezierza Pomorskiego, charakteryzującego się niezmiernie urozmaiconym krajobrazem młodoglacjalnym, który uformował się w wyniku dłuższego postoju tu lodowca skandynawskiego (Lencewicz i Kondracki 1959). Występujące elementy rzeźby terenu noszą wyraźne piętno akumulacji lodowcowej, erozyjnej działalności wód lodowca oraz innych młodszych procesów rzeźbotwórczych. Znaczne wysokości względne powodują, że procesy zboczowe wywierają poważny wpływ na kształtowanie się stosunków geomorfologicznych. Najbliższa okolica jeziora Klasztorne, a więc rejon Kartuz, znajduje się w strefie moreny czołowej bałtyckiej, która dwoma pasmami w formie łuków schodzi się w pobliżu tego miasta, tworząc jeden z najwyższych wzniesionych obszarów czołowo-morenowych na Pomorzu i w Polsce (Mikołajski i Wodźniczko 1929). Cechą więc wybitną terenu jest falistość powierzchni i duża jeziorność, która w okolicy Kartuz wynosi 6,17 % (Majdanowski 1954).

Miasto Kartuzy rozlokowane zostało na rozległym placie moreny dennej falistej, silnie erozyjnie porozcinanej i urozmaiconej licznymi zagłębieniami bezodpływowymi o charakterze wytopisk. Niektóre zagłębienia wydają się pozostałościami zarośniętych niecek jeziornych. Linią jezior, tworzoną przez j. Ciche, Karczemne i Klasztorne przebiega wyraźne zagłębienie rynnowe o szerokości 300—450 m i kierunku NNE—SSW. Niektóre części rynny są silnie zabagnione i pocięte typowymi fluwioglacjalnymi progami rynnowymi.



Do południowo-zachodniej części rynny przylega rozległe odgałęzienie pochodzenia wytopiskowego, zajmowane dziś częściowo przez nieckę j. Mielenko.

Dla budowy geologicznej i rozwoju życia na interesującym nas terenie największe znaczenie posiadają utwory dyluwialne. Maksymalna miąższość tych warstw jest nieznaną, przypuszcza się jednak, że wynosi ona ponad 200 m. Dotychczasowe wiercenia nie doprowadziły do przebiccia czwartorzędu (Mikołajski i Wodziczko 1929). Wyniki wierceń wykazują, że w budowie płytszego podłoża uczestniczą przeważnie utwory plejstocenijskie: gliny zwałowe, piaski śródmorenowe, piaski wodno-lodowcowe i mulki. Na małych stosunkowo obszarach, głównie w obrębie licznych zagłębień bezodpływowych i w obniżeniu rynnowym, występują utwory halocenijskie: namuły, torfy i piaski jeziorne. Wzdłuż brzegów jeziora nawiercono warstwy piasków jeziornych ze znaczną domieszką humusu. Wszystkie te utwory rzadko osiągnęły miąższość 4,5 m i spoczywają na warstwie ciemnoszarej gliny (Szukalski 1960).

Poziom wód gruntowych kształtuje się zgodnie z budową geologiczną terenu. Na obszarze obniżenia rynnowego oraz zagłębień bezodpływowych woda zaskórna występuje na głębokości poniżej 2 m. Pozostała część terenu posiada zwierciadło wód gruntowych na głębokości 2—3 m, a w wielu miejscach nie spotykano wody nawet na głębokości 4,5 m. Poziom wód gruntowych ulega wahaniom sezonowym dochodzącym do 0,5 m. W kwietniu, po stopieniu śniegu, obserwuje się maksymalne podniesienie tego poziomu, który następnie zrazu szybko a potem wolniej opada, by najniższy swój stan osiągnąć w końcu lata i jesienią. Oprócz opisanych wahań sezonowych istnieją nieregularne zmiany poziomu z roku na rok. Wody gruntowe zasilając w pewnej mierze jezioro dzięki swej wysokiej ciepłocie zimowej mogą podnosić jego temperaturę, opóźniając jesienne zamarzanie jeziora i przyspieszając wiosenne puszczenie lodów. Z tej przyczyny może ulegać wydatnemu skróceniu okres zimowego zlodzenia (Chmielewski 1937).

J. Klasztorne zajmuje część opisanej uprzednio rynny, posiadając charakterystyczny dla jezior rynnowych kształt misy. Powstanie zawdzięcza prawdopodobnie pracy wód podlodowcowych działających u czoła lodowca. Grobla, którą biegnie szosa Kartuzy-Mirachowo, dzieli jezioro na dwa odrębne plosa, połączone ze sobą tylko wąskim przesmykiem: pleso południowe o stosunkowo małej powierzchni i znacznej głębokości oraz pleso północne o znacznie większym areale i małej głębokości. Stąd przyjęły się potoczne nazwy dla wymienionych części j. Klasztornego: j. Klasztorne Małe (jKM) i j. Klasztorne Duże (jKD). Nazewnictwo to i symbole skrócone będziemy stosowali w dalszym ciągu niniejszej pracy. Nadmienić atoli należy, że w dotychczasowej literaturze i praktyce sprawa nazewnictwa nie została ujednoczona. J. Klasztorne nazywane bywa j. Grzybno Wielkie (Chmielewski 1937, Kątra 1933,



Richlingowa 1952, Słownik Geografii Turystycznej Polski 1959); j. Klasztorne Małe określane bywało nazwami: j. Kamionko (Katra 1933), j. Małe Grzybno lub Grzybienko (Słownik Geografii Turyst. Polski 1959); j. Klasztorne Duże zwane bywa j. Klasztornym (Katra 1933), a w okolicy spotykane są jeszcze nazwy: j. Grzybieńskie, j. Klasztorne Wielkie, j. Grzybno.

Całkowita powierzchnia j. Klasztornego wynosi według jednych danych 68 ha, a głębokość 24 m (Seligo 1902), według danych innych odpowied-



Rys. 1. Plan batymetryczny j. Klasztornego wg Katry (1933)

nio 77,26 ha i 21,5 m (Katra 1933). Ostatnie dane przyjmowane były z małymi odchyleniami w pracach późniejszych (Richlingowa 1952). Pomiary Katry wykonywane były zimą 1930 r. i dotyczyły zdjęcia linii brzegowej i batymetrii jeziora. Ponieważ te cenne pomiary morfometryczne są obecnie mało znane z przyczyny trudnej osiągalności materiałów źródłowych, przedstawiamy je w postaci planu batymetrycznego jeziora (rys. 1). Na planie podano co czwarty punkt sondowania, zaś profile dna mają podziałkę 7,5 razy powiększoną. Rozbieżność z danymi Seligi tłumaczy Katra zmianami ewolucyjnymi jeziora oraz niedokładnościami orientacyjnych danych poprzednika.

J. Klasztorne jest jeziorem przepływowym o zasadniczym kierunku ruchu wody z południa na północ. W swej południowej części posiada połączenie z j. Karczemnym za pośrednictwem rowu melioracyjnego, którym oprócz wód jeziornych dopływają ścieki bytowe z części miasta. Rów biegnie przez



teren podmokłych łąk i dopiero w dolnym biegu przyjmuje bezpośrednio spływy ściekowe. Natężenie przepływu wody w rowie pozostaje w zależności od aktualnego poziomu wody w jeziorach i dochodzi do  $1 \text{ m}^3/\text{sek}$ . Przy niskich stanach wody połączenie między jeziorami przerywa się, a rów pozostaje suchy. Na południowym brzegu znajduje się typowy próg rynnowy, zbudowany z utworów fluwioglacjalnych, na którym znajduje się zabytkowy kościół gotycki i klasztor Kartuzów z XV wieku (rys. 2). Południowo-zachodni brzeg jKM przylega do podnóża Góry Wolności (261 m npm), pokrytej do samego brzegu jeziora mieszanym lasem składającym się z buków, dębów, lip, grabów oraz w nadjeziornym pasie ze stanowisk jarzębiny szwedzkiej do 12 m wy-



Rys. 2. Jezioro Klasztorne w Kartuzach. Widok na brzeg południowy

sokiej (rys. 3). Fragment tego lasu o powierzchni około 1,7 ha, zwany Gajem Świętopelka, podlega ochronie (Jarosz 1954). Od strony tego lasu wartko spływają z pobliskich wzgórz dwie strugi o przepływie do kilku l/sek. Również do zachodniego brzegu jKD przylega las mieszany. Ze źródeł położonych w lesie dopływa parę małych strug, a północnym skrajem lasu płynie do jKD od strony pół wsi Prokowa bardziej zasobna w wodę struga. Nad północnym brzegiem jKD rozciąga się wzniesienie (241 m npm), zajmowane przez pola uprawne. Z północno-wschodniej części jKD w kierunku osiedla Grzybno wypływa potok zwany Klasztorną Strugą, który jest lewostronnym dopływem rz. Małej Supiny wpadającej do rz. Raduni. Natężenie przepływu w strudze zmienne i wynosi przeciętnie  $0,1 \text{ m}^3/\text{sek}$ . W rejonie wypływu Klasztornej Strugi nieco na południe wpada do jeziora niewielki strumyk leśny o przepły-



wie do kilku l/sek. Znaczną część wschodniego brzegu jKD pokrywa las mieszany, z południowego skraju którego biegnie do jeziora otwarty rów odprowadzający ścieki miejskie, zakładów mięsnych i inne. W północnej części jKM przy moście drogowym znajduje się wylot kolektora ścieków miejskich. Dalej południowo-wschodni brzeg jKM przylega do zbocza wzniesienia, zajętego częściowo przez pola uprawne, a częściowo przez zabudowę miasta.

Brzegi j. Klasztornego, szczególnie zachodnie, są niskie, bagniste z licznymi podmokłościami i porośnięte są roślinnością nadwodną i błotną: występuje tu trzcina, sitowie, tatarak, palka wodna i inne. Teren przyległy otaczający jezioro jest na ogół pagórkowaty.

Poziom zwierciadła wody znajduje się w j. Karczemnym na wysokości 203 m, w j. Klasztornym na — 201,5 m. Ulega on nieznacznym wahaniom, nie przekraczającym na ogół 20 cm. Wysokie stany przypadają na wiosnę



Rys. 3. Jezioro Klasztorne w Kartuzach. Widok z południowego brzegu jKM

(III, IV, V) i utrzymują się przez około 2 miesiące. Następnie poziom wody szybko opada i osiąga najniższy stan jesienią (X, XI). Opady wiosenno-letniej połowy roku nie wywierają wielkiego wpływu na poziom wody w jeziorach, a rola ich sprowadza się raczej tylko do stabilizacji zwierciadła wody.

Na przemiany zachodzące w jeziorze określony wpływ wywiera położone na jego brzegu miasto. Teren miasta jest pagórkowaty o różnicach wysokości dochodzących do 30 m. Całkowita powierzchnia terenu miejskiego wynosi 359 ha, z czego pod zabudową znajduje się 62 ha. Około 1/3 terenu przypada na jeziora, 1/3 na grunty orne i 1/10 na łąki i pastwiska. Linia jezior dzieli



Kartuzy na dwie części, wschodnią stanowiącą centrum zabudowy i część zachodnią o luźnej zabudowie indywidualnej. Grunty na terenie miasta piaszczysto-ilaste, a tylko w kotlinach bezodpływowych występują gleby bagienne i torfiasto-piaszczyste. Kartuzy są miastem mało uprzemysłowionym. Z zakładów przemysłowych i użyteczności publicznej na uwagę ze względu na ścieki zasługują: szpital, mleczarnia, zakłady mięsne, rozlewnia piwa, fabryka wód gazowych oraz wytwórnia mebli. W okresie przeprowadzania badań, tj. w roku 1957 i 1958, liczba mieszkańców wynosiła odpowiednio 7673 i 7800 (Rocznik Statystyczny woj. gdańskiego 1958, 1959). Wszystkie domostwa zaopatrywane są w wodę centralnie z wodociągów miejskich, które wybudowane zostały w 1903 r. Produkcja wody oceniana jest na 650 m<sup>3</sup>/dobę.

Miejska sieć kanalizacyjna obejmuje około 50 % budynków mieszkalnych. Nie była ona budowana w sposób planowy, lecz powstawała niejako od przypadku do przypadku. Kanalizacja jest systemu ogólnospławnego, a tylko Nowe Osiedle nad północno-wschodnim brzegiem jKM posiada kanalizację rozdzielczą. Ścieki sanitarne i opadowe odprowadzane są do jeziora po przejściu przez niesprawne zresztą technicznie urządzenia oczyszczające. Około 60 % spływów miejskich uchodzi za pośrednictwem 6 kolektorów do j. Karczemnego, 30 % spływa trzema kolektorami do jKM i około 10 % ścieków kierowane jest do jKD rowem otwartym.

Ścieki spływające do jKD ze wschodniego brzegu pochodzą z północnej części miasta, w której położona jest również rzeźnia, mleczarnia i szpital. Od 1957 r. ścieki te przechodzą przez osadnik trzykomorowy, jednak uchodząc do jeziora posiadają wygląd ścieków surowych: mętno-szarą, niekiedy brunatno-krwistą barwę, obfitą zawiesinę i przykry zapach.

Do jKM dopływają ścieki z Nowego Osiedla oraz sąsiadującej dzielnicy, przechodząc po części przez osadnik czterokomorowy. Pozostała część ścieków spływa w ogóle bez żadnego oczyszczenia. Do południowo-zachodniej zatoczki jKM przedostają się rowem otwartym małe ilości spływów z lecznicy zwierząt. Rowem melioracyjnym biegnącym od j. Karczemnego spływa również część ścieków miejskich, które dopływają kolektorem podziemnym ze spływów domowych od około 800 mieszkańców oraz z rozlewni piwa. Ścieki spływają nie oczyszczone, jako brudno-mętno-szara ciecz o specyficznym zapachu. Zaznaczyć należy, że oprócz wymienionych źródeł zanieczyszczenia przedostają się do jeziora zanieczyszczenia nie kontrolowane, bowiem wiele domostw położonych bezpośrednio nad jeziorem jest nie skanalizowanych, a wszelkie nieczystości usuwane są wprost do wody.

J. Klasztorne stanowiło w swoim czasie dla miasta naturalny obiekt ozdobno-rekreacyjny, wyposażony w przystań kajakową i kąpielisko. Obecnie kąpiel w jeziorze jest zabroniona przez władze sanitarne, a zagadnienie ochrony jeziora przed zanieczyszczeniem było przedmiotem obrad wyjazdowej komisji



sejmowej w 1958 r. Istniejąca sytuacja ściekowa miasta doprowadziła do nadmiernego zanieczyszczenia jeziora ściekami, powodując jego degradację gospodarczą i użytkową.

Pod względem klimatycznym Pojezierze Kaszubskie zaliczane jest do pomorskiej dzielnicy klimatycznej, zbliżonej charakterem do dzielnicy wschodnio-bałtyckiej (G u m i ń s k i 1948). Jednakże Pojezierze to odznacza się szeregiem cech odmiennych i uważane jest za najchłodniejszą część Pomorza. Wyróżnia się z obszarów okolicznych niższymi temperaturami, krótszym okresem wegetacyjnym, dużą ilością dni z przymrozkami trwającymi nawet do końca maja (G a l o n 1949). Najzimniejsze na Pojezierzu Kaszubskim są wyżynne okolice Kartuz. Średnia temperatura roczna dla Kartuz wynosi  $7,2^{\circ}\text{C}$ ; w roku przypada około 200 dni z temperaturą powietrza powyżej  $5^{\circ}\text{C}$  i od 70 do 80 dni z temperaturą powyżej  $15^{\circ}\text{C}$ , występującą na terenie całej Polski najwyżej w ciągu 110 dni. Cechą szczególną są znaczne sezonowe wahania temperatury i typowe fluktuacje dobowe. Wiosna jest krótka, rozpoczyna się późno i jest stosunkowo sucha. Równie krótkie jest lato, lecz ciepłe z obfitymi opadami deszczu. Jesień jest wczesna, poprzedzana przymrozkami, jednak jest piękna i długa. Występują w tym okresie silne wiatry z przewagą zachodnich i północno-zachodnich. Zimy są na ogół śnieżne i dość mroźne. Roczna suma opadów w Kartuzach wynosi 702 mm. Maksimum opadów występuje latem, najczęściej w miesiącu lipcu i sierpniu, minimum zaś w lutym, chociaż ilość dni dżdżystych jest zimą większa. Średnie opady miesięczne w latach 1891—1930 kształtowały się następująco (W i s z n i e w s k i 1953):

Miesiąc:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	roczny
Opad mm:	56	42	45	55	59	78	80	66	59	62	63	70	706

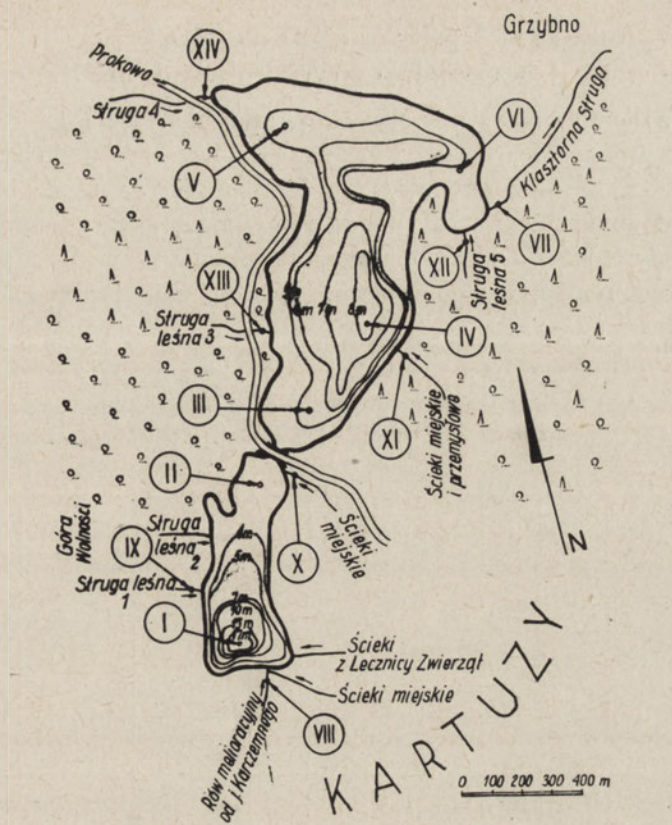
Największy znany opad miesięczny wynosił 272 mm (S m o s a r s k i 1923).

Obszar rynny jeziornej posiada latem stosunkowo niższą temperaturę powietrza i wilgotność dochodzącą do 90 %. Jezioro zamarza zazwyczaj w połowie grudnia i okres zlodzenia trwa niekiedy nawet do pierwszej połowy maja.

### Warunki badań i stosowana metodyka

Badania hydrochemiczne, których wyniki stanowią przedmiot niniejszego opracowania, wykonane zostały w okresie od sierpnia 1957 do sierpnia 1958 r., uwzględniały więc pełny cykl rocznych przemian sezonowych zachodzących w jeziorze: lato (21.08.57), jesień (04.11.57), zimę (03.02.58), wiosnę (11.06.58) i lato (07.08.58). Materiały zostały w 1960 r. uzupełnione badaniami wszystkich ważniejszych dopływów i cieków związanych z jeziorem. Lokalizację stanowisk badawczych w terenie ustalono w oparciu o wyżej przedstawioną sytuację hydrologiczną, układ stosunków fizjograficznych i zanieczyszczeniowych





Rys. 4. Szkic terenowy rozmieszczenia stanowisk badawczych na j. Klasztornym i dopływach oraz wyniki sondowań własnych

oraz własne orientacyjne pomiary batymetryczne. Szczegółowe rozmieszczenie stanowisk badawczych (rys. 4) przedstawiało się następująco:

- I — głęboczek w południowej części jKM,
- II — jKM w części północnej,
- III — jKD w zatoczce południowej,
- IV — głęboczek na jKD,
- V — północno-zachodnia zatoczka jKD,
- VI — północno-wschodnia zatoczka jKD,
- VII — Klasztorna Struga około 20 m poniżej wypływu z jeziora
- VIII — rów melioracyjny bezpośrednio powyżej ujścia do jKM,
- IX — struga leśna 1 wpadająca do jKM,
- X — ścieki z Nowego Osiedla bezpośrednio przy spływie do jKM,
- XI — rów otwarty prowadzący ścieki do jKD, bezpośrednio powyżej ujścia do jKM,
- XII — struga leśna 5 wpływająca do północno-wschodniej zatoczki jKD,

XIII — struga leśna 3 powyżej ujścia do jKD,

XIV — struga 4 bezpośrednio powyżej ujścia do jKD,

Celem zorientowania się w ukształtowaniu misy jeziornej i odnalezienia głęboczków wykonano systematyczne sondowania. Należy podkreślić, że do chwili zakończenia prac terenowych publikacja K a t r y nie była autorom znana. Sondowanie przeprowadzone zostało latem z łodzi gumowej z zastosowaniem sondy ręcznej. Dla zapobieżenia zagłębiania się ciężarka sondy w osadach dennych zaopatrzone go w krążek o  $\varnothing$  30 cm. Szczególnie wiele son-

Tabela I

Warunki meteorologiczne w okresie 1946—1958 r., objętym niniejszymi badaniami j. Klasztornego wg stacji obserwacyjnej PIHM Kartuzy (220 m n.p.m.)

Meteorological conditions in investigations period

Miesiące Months	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Średnie temp. powietrza Average air temperature	1957 r.	-0,8	1,6	1,5	5,0	8,6	14,5	17,0	14,9	10,4	8,4	4,0	-1,0
Średnie temp. powietrza Average air temperature	1958 r.	-2,8	-2,6	-3,0	2,7	11,7	13,2	16,1	15,4	12,5	8,8	3,6	0,0
Średnie opady w mm Average fall in mm.	1957 r.	24,8	53,0	20,7	28,0	36,5	18,4	158	100,8	94,8	19,4	39,4	46,7
Średnie opady w mm Average fall in mm	1958 r.	33	80	12	16	96	84	138	66	74	57	21	72
Średnie zachmurzenie w skali 0—10° Average cloudiness	1957 r.	9,2	8,1	5,2	6,4	5,9	4,4	6,0	6,5	6,8	7,4	8,2	7,7
Średnie zachmurzenie w skali 0—10° Average cloudiness	1958 r.	7,1	7,9	8,2	7,2	6,7	5,4	6,1	5,8	5,1	7,2	8,8	5,8
Rok					1956			1957			1958		
Średnie temp. roczne Average year temperature					5,2°C			7,0°C			6,3°C		
Temp. skrajne, maksimum minimum					29,3°C -30,8°C			28,4°C -13,2°C			27,9°C 16,2°C		
Maxim. and minim temp. Roczna suma opadów, mm Years rainfall in mm.					756,1			640,2			749,0		
Średnie zachmurzenie w skali 0—10° Average years cloudiness					6,6			6,8			7,0		



dowań wykonano w rejonie głęboczków i powtarzano je dla uściślenia stanowisk we wszystkich sezonach,

Próby wody pobierano w ciepłych porach roku z łodzi gumowej, w zimie zaś pracowano z lodu. Do poboru używano czerpaka Ruttnera mosiężnego, wewnątrz cynowanego o pojemności 2 l. Czerpak zaopatrzony był w termometr rtęciowy o skali co  $0,1^{\circ}\text{C}$  i opuszczany był na linie stalowej ocynkowej. Manipulacje czerpakiem i odczyt głębokości wykonywane były przy pomocy kołowrotu Altmanna. Na głęboczkach wykonano skrócone badania w przekrojach pionowych. Szerszym badaniom chemicznym poddano próbki wody pobierane z warstwy 1 m pod powierzchnią zwierciadła i 1 m nad dnem.

Dla celów niniejszej pracy posługiwano się metodami analitycznymi dość powszechnie stosowanymi w badaniach hydrochemicznych. W szczególności pomiary temperatur wody wykonano z zachowaniem zasad podanych przez Ruttnera (1952), dwutlenek węgla, siarkowódór, suchą pozostałość i przeliczeniowo twardość ogólną według przepisów roboczych podanych przez Przyłęckiego (1954), fosforany metodą Deniges'a z przepisu Alekina (1954), azot ogólny oznaczano metodą Kjeldahla bez odpędzania amoniaku używając do spalań 500 ml wody, lub 200—100 ml ścieków. W pozostałych oznaczeniach opierano się na metodyce podanej przez Justa i Hermanowicza (1955).

Na miejscu w terenie, bezpośrednio przy poborze prób wykonywano pomiary temperatury, dwutlenku węgla, siarkowodoru, pH, przezroczystości oraz utrwalane były próbki na zawartość tlenu. Do pozostałych badań odbierano próbki wody do butelek ze szkła neutralnego. Materiał następnie przewożony był do laboratorium, gdzie przechowywano go do dnia następnego w temperaturze około  $5^{\circ}\text{C}$ .

W czasie badań zanotowano wiatry przeważnie z kierunków południowo-zachodnich. Szczegółowe zestawienie zasadniczych wskaźników pogody w dotyczącym badań okresie przedstawiono w tabl. I.

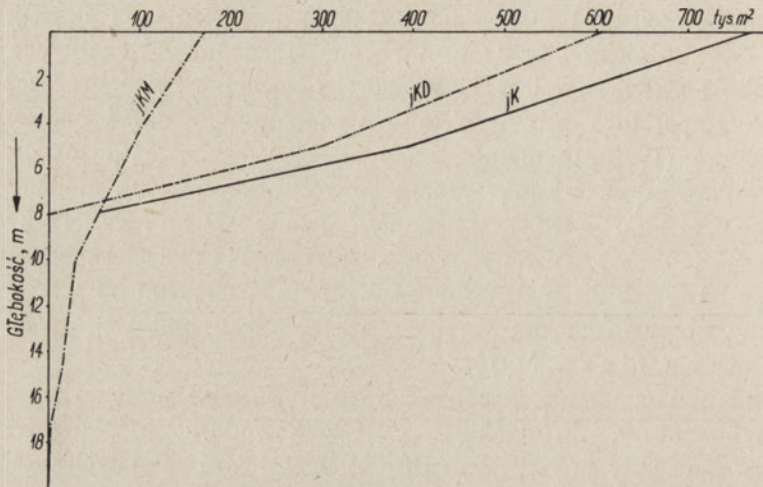
## Wyniki

### Batymetria i termika

Pomiary batymetryczne wykonane przez nas na j. Klasztornym wykazały istnienie dwóch głęboczków, z których najgłębszy wynosi 20 m i znajduje się w południowej części jKM. Drugi głęboczek położony jest w środkowej części jKD w pobliżu brzegu wschodniego i posiada 8,5 m głębokości. Przebieg linii izobatycznych opracowany na podstawie własnych pomiarów przedstawiony został na rys. 4. Z układu krzywych widać, że jKM posiada znacznie większe głębokości niż jKD i wyraźny południowy kierunek obniżenia dna. Układ izobat w północnej części jKD wskazuje na możliwość istnienia tam



trzeciego zagłębienia ca 7 metrowego, którego istnienie stwierdził K a t r a w 1930 r. Przeprowadzone przez nas poszukiwania nie doprowadziły do stwierdzenia obecności takiej depresji. Porównanie wyników sondowań K a t r y (rys. 1) i własnych (rys. 4) pozwala zauważyć, że w okresie 28 lat nastąpiło wyraźne spłylenie misy jeziornej i znaczna niwelacja dna. Głębokości w miejscach maksymalnych depresji zmniejszyły się o około 1,5 m, co, przy mniej więcej stałym poziomie zwierciadła wody, nastąpić mogło przez podwyższenie dna na skutek akumulacji osadów dennych. Grubość warstwy osadów przy-



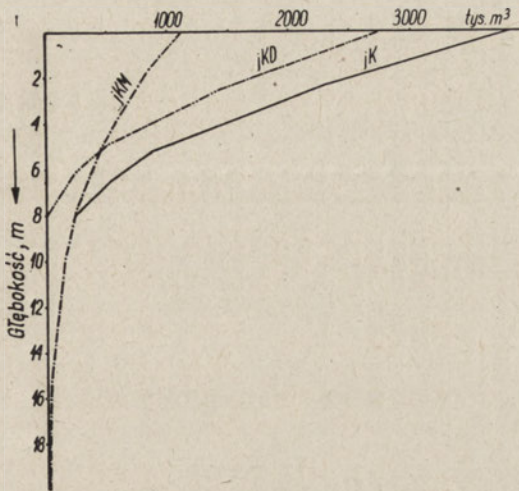
Rys. 5. Krzywe batygraficzne j. Klasztornego

bywająca rocznie wynosiła więc w tym okresie około 5 cm, w czasie gdy roczny przyrost osadów w jeziorach eutroficznych wynosi według L e p n i e w e j (1960) średnio 8 mm. Tak szybki przebieg zailania nie dotyczy całej misy jeziornej, a ogranicza się do głęboczków. Wynikiem tych procesów jest nagromadzenie się w profundalu grubych warstw mułu sapropelowego o czarno-szarej barwie i intensywnym zapachu siarkowodorowym. Litoral, szczególnie w pobliżu wschodniej linii brzegowej, pozostaje raczej piaszczysty, lub piaszczysto-ilasty.

Wyliczenie objętości misy jeziora oparto na wynikach sondowań własnych, które posłużyły do wykreślenia krzywych batygraficznych (rys. 5). Z ostatnich wyznaczono również przez planimetrowanie objętości poszczególnych warstw wodnych. Na rys. 6 wykreślono przebieg narastania objętości wody wraz z głębokością. Liczbowe wyniki wyliczeń bilansu mas wodnych dla jKM zebrano w tab. II, a dla jKD w tab. III. Z rozpatrzenia zawartych w nich danych wynika, że jKM posiada całkowitą objętość równą  $1,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ , zaś jKD —  $2,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Łączna objętość j. Klasztornego wynosi zatem  $3,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

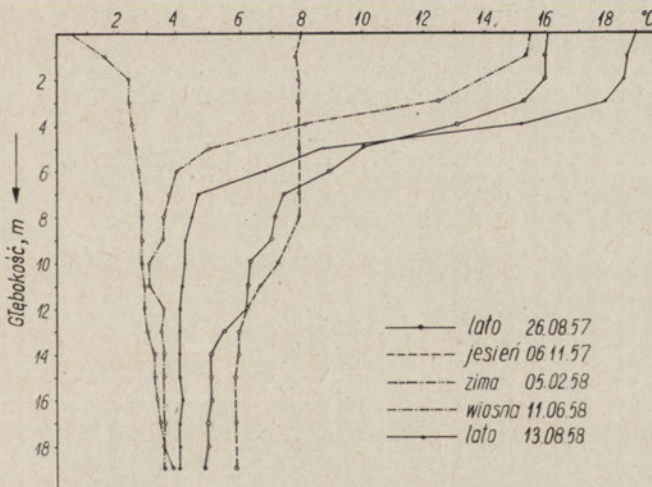


Nasze wyliczenia w porównaniu z wynikami K a t r y są mniejsze o około 13 %. Różnica ta spowodowana być może błędami pomiarów, jednak bez wątplenia liczyć się należy z prawdopodobieństwem realnego obniżenia pojemności zbiornika tego właśnie rzędu.



Rys. 6. Krzywe objętościowe j. Klasztorne

J. Klasztorne jest typu przepływowego, o przepływie jednak bardzo słabo zaznaczonym. Współczynnik przepływowości, wyrażający się ilorazem objętości zbiornika przez sumę rocznego odpływu, wynosi około 1,5. Znaczy to, że dopiero po 1,5 latach należy się teoretycznie spodziewać całkowitej wymiany wody w jeziorze. Świadczy to o dużej stagnacji mas wodnych, sprzy-



Rys. 7. Termiczne przekroje pionowe dla jKM

Tabela II

## Obliczenie bilansu mas wodnych, ciepłoty, tlenu i siarkowodoru dla j. Klasztornego Malego (JKM)

Balance sheet of water mass, heat, dissolved oxygen and hydrogen sulfide in Lake Klasztorne Male (JKM)

Głębokość m Depth	Objętość 10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> Volume	Zapas ciepła 10 <sup>4</sup> kkal Heat Store		Tlen rozpuszczony kg O <sub>2</sub> Dissolved oxygen				Siarkowódor kg H <sub>2</sub> S Hydrogen sulfide								
		260857	061157	050258	110658	130858	260857	061157	050258	110658	130858	260857	061157	050258	110658	130858
0—0,5	84	1 352	672	42	1 302	1 596	327	470	99	950	1 201	0	0	0	0	0
0,5—1,5	157	2 510	1 222	251	2 420	2 940	612	864	44	1 490	1 760	0	0	0	0	0
1,5—2,5	138	2 210	1 090	331	1 920	2 570	318	718	18	442	1 420	0	0	0	0	0
2,5—3,5	119	1 820	940	286	1 490	2 140	17	595	0	83	524	70	0	20	0	0
3,5—4,5	105	1 375	830	262	850	1 595	0	556	0	0	0	326	0	0	31	21
4,5—5,5	90	900	711	234	450	784	0	459	0	0	0	299	0	0	99	117
5,5—6,5	79	703	624	213	308	537	0	403	0	0	0	316	0	20	150	213
6,5—7,5	67	496	529	188	248	308	0	261	0	0	0	342	0	17	214	248
7,5—8,5	57	405	450	159	200	251	0	154	0	0	0	316	0	19	239	234
8,5—9,5	44	308	330	123	154	185	0	57	0	0	0	262	0	22	211	185
9,5—10,5	32	202	230	90	96	134	0	0	0	0	0	195	57	46	176	128
10,5—11,5	28	174	185	81	84	115	0	0	0	0	0	176	135	29	165	98
11,5—12,5	26	161	161	75	91	104	0	0	0	0	0	163	110	33	161	104
12,5—13,5	22	119	130	66	75	88	0	0	0	0	0	131	97	37	136	79
13,5—14,5	18	90	106	58	63	72	0	0	0	0	0	104	79	43	135	70
14,5—15,5	15	75	87	48	52	60	0	0	0	0	0	82	64	41	99	58
15,5—16,5	11	55	64	36	38	45	0	0	0	0	0	61	45	28	68	44
16,5—17,5	6	29	35	20	21	24	0	0	0	0	0	30	30	21	40	25
17,5—18,5	5	24	29	19	17	20	0	0	0	0	0	32	22	22	32	27
18,5—20	3	14	17	11	10	12	0	0	0	0	0	19	12	13	19	16
0—20	1 106	13 022	8 442	2 593	9 889	13 580	1 274	4 537	161	2 965	4 905	2 928	651	433	1 975	1 667
Średnie Average	—	11,8	7,6	2,3	8,9	12,3	1,15	4,1	0,1	2,7	4,4	2,6	0,59	0,39	1,78	1,51



Tabela III

**Obliczanie bilansu mas wodnych, ciepłoty i tlenu dla j. Klasztornego Dużego (JKD)**

Balance sheet of water mass, heat and dissolved oxygen in Lake Klasztorne Duże (JKD)

Głębokość Depth m	Objętość 10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> Volume	Zapas ciepła 10 <sup>4</sup> kkal Heat store			Tlen rozpuszczony kg O <sub>2</sub> Dissolved oxygen						
		210857	041157	030258	110658	070858	210857	041157	030258	110658	070858
0—0,5	296	5 350	2 370	148	4 440	5 710	1 860	2 750	2 930	3 320	3 050
0,5—1,5	546	9 880	4 370	327	8 190	10 270	3 440	5 020	5 130	5 900	5 350
1,5—2,5	483	870	3 860	580	7 250	8 950	3 000	4 400	4 300	5 220	3 870
2,5—3,5	422	7 600	3 380	506	6 330	7 760	2 530	3 880	2 660	4 510	3 160
3,5—4,5	362	6 520	2 890	579	5 060	6 620	2 140	3 400	1 520	2 020	2 500
4,5—5,5	292	5 260	2 340	584	3 850	5 350	1 640	2 720	350	1 340	1 640
5,5—6,5	212	3 620	1 700	509	2 500	3 750	995	1 970	63	212	191
6,5—8	167	2 670	1 340	1 468	1 970	2 900	0	1 550	0	83	0
0—8	2 780	49 600	22 250	3 701	39 590	51 310	15 605	25 690	16 953	22 608	19 761
Średnie Average	—	17,8	8,0	1,33	14,2	18,5	5,6	9,2	6,1	8,1	7,1

## Przekrój pionowy na j. Klasz

Vertical section of Lake

Głębokość Depth m	Temperatura w °C Temperature					Tlen rozpuszczony mg/l O <sub>2</sub> Dissolved oxygen				
	260857	061157	050258	110658	130858	260857	061157	050258	110658	130858
0	16,1	8,0	0,5	15,5	19,0	3,9	5,6	1,19	11,3	14,3
1	16,0	7,8	1,6	15,4	18,7	3,9	5,5	0,28	9,5	11,2
2	16,0	7,9	2,4	13,9	18,6	2,3	5,2	0,13	3,2	10,3
3	15,3	7,9	2,4	12,5	18,0	0,14	5,0	0,0	0,7	4,4
4	13,1	7,9	2,5	8,1	15,2	0,0	5,3	0,0	0,0	0,0
5	10,0	7,9	2,6	5,0	8,7	0,0	5,1	0,0	0,0	0,0
6	8,9	7,9	2,7	3,9	6,8	0,0	5,1	0,0	0,0	0,0
7	7,4	—	2,8	3,7	4,6	0,0	—	0,0	0,0	0,0
8	7,1	7,9	2,8	3,5	4,4	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0
9	7,0	—	2,8	3,5	4,2	0,0	—	0,0	0,0	0,0
10	6,3	7,2	2,8	3,0	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	6,2	6,6	2,9	3,0	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
12	6,2	6,2	2,9	3,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	5,4	5,9	3,0	3,4	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	5,0	5,9	3,2	3,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15	5,0	5,8	3,2	3,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
16	5,0	5,8	3,3	3,5	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
17	4,9	5,8	3,4	3,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
18	4,9	5,8	3,5	3,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
19	4,8	5,8	3,8	3,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

jającej kumulacji materii zanieczyszczeniowej naturalnej i ściekowej oraz sedymentacji osadów i zawiesin. Zachodzące w tym czasie przemiany chemiczne, biologiczne i mechaniczne sprzyjają wytworzeniu się specyficznych warunków ekologicznych jeziora i ustawicznego wzrastania trofizmu wody.

Termika j. Klasztornego wykazuje znamienne różnice w kształtowaniu się tego czynnika w obydwu częściach jeziora. Serie pionowe otrzymane dla jKM (tab. IV) wyjawiają charakterystyczne zmienności sezonowych układów cieplnych, co szczególnie wyraźnie uwidacznia się z przebiegu krzywych temperatury przedstawionych na rys. 7. Latem 1957 r ustaliło się na jKM trwałe proste uwarstwienie cieplne. Epilimnion płytki o temperaturze 16°C sięgał do głębokości około 3 m. Pod nim rozciągała się warstwa metalimnionu o grubości około 4 m i gradiencie nie przekraczającym 3,1°C. Poniżej rozciągał się obszerny hypolimnion o stosunkowo mało wyrównanej temperaturze, która w górnej jego warstwie wynosiła 8,9°C, przy dnie zaś 4,8°C. Jesienne ochłodzenie wody i następująca cyrkulacja powodowały stopniowe wyrównanie uwarstwień termicznych, tak że w chwili badań jesiennych, a więc na 2—3 tygodni przed zamrożeniem jeziora, panowały warunki zbliżone do homotermii, a różnica między powierzchniową warstwą wody a przydenną wynosiła tylko 2,2°C. Na krzywej jesiennego wykresu temperatury widać co prawda na głębokości 8—13 m załamanie przypominające kształtem ślad termokliny, jednak nie można tu opierając się na regule Birgea (1904) wyznaczyć



tornym Małym — stanowisko I

Tabela IV

Klasztorne Małe — site I.

Siarkowodór mg/l H <sub>2</sub> S Hydrogen sulfide					Odczyn pH				
260857	061157	050258	110658	130857	260857	061157	050258	110658	130858
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,7	7,2	7,2	8,4	8,5
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,4	7,2	7,1	8,4	8,5
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,4	7,2	7,1	8,4	8,4
0,59	0,0	0,17	0,0	0,0	7,3	7,2	7,1	8,2	8,4
3,10	0,0	0,0	0,3	0,2	7,1	7,2	7,0	7,8	7,6
3,32	0,0	0,25	1,1	1,3	7,0	7,2	7,1	7,2	7,0
4,00	0,0	0,25	1,9	2,7	7,0	7,1	7,1	7,2	6,9
5,10	0,0	0,25	3,2	3,7	7,0	—	7,1	7,2	6,9
5,55	0,0	0,34	4,2	4,1	7,0	7,0	7,1	7,0	6,9
5,95	0,0	0,51	4,8	4,2	6,9	—	7,2	7,0	6,9
—	1,78	1,45	5,5	4,0	6,8	6,9	7,1	7,0	6,9
6,3	4,84	1,02	5,9	3,5	6,8	6,9	7,0	7,0	6,8
—	4,25	1,28	6,2	4,0	6,7	<6,8	7,0	7,0	6,8
6,05	4,42	1,70	6,2	3,6	6,6	<6,8	7,0	7,0	6,8
—	4,42	2,38	7,5	3,9	6,6	—	6,9	6,9	6,8
5,45	4,25	2,72	6,6	3,9	6,6	—	6,8	6,9	6,8
—	4,08	2,55	6,2	4,0	—	—	6,7	6,8	6,8
5,6	—	3,48	6,6	4,1	6,6	—	6,8	6,8	6,8
—	—	3,58	6,4	—	—	—	6,8	6,8	—
6,5	—	4,42	—	5,4	6,6	—	6,7	6,8	6,7

granic stref termicznych. Okres zlodzenia jeziora utrzymywał się od grudnia 1957 do końca kwietnia 1958 r. Grubość pokrywy lodowej wynosiła 30—40 cm. Miejscami lód był przysypany warstwą śniegu dochodzącą do 5 cm. Trwający w tym czasie okres zimowej stagnacji wód wytworzył odwrócone uwarstwienie termiczne. Przydenna warstwa wody posiadała temperaturę bliską, lub nieco niższą 4°C, a w początku lutego wynosiła 3,8°C. W warstwie naddennej zauważyć się daje ocieplający wpływ dna na przylegające warstwy wodne. Wydaje się, że ku końcowi okresu zimowego, lub na początku wiosny, ten ocieplający wpływ dna uległ zmniejszeniu i z tej przyczyny nastąpiło w sezonie późniejszym znaczne wyrównanie i pewne obniżenie ciepłoty warstw przydennych. Termiczna seria czerwcowa wykazuje, że wiosną 1958 r. nastąpiło szybkie ogrzanie się górnych warstw wody przy równoczesnym zachowaniu w warstwach głębinowych pozostałości uwarstwienia zimowego. Na głębokości 10—11 m wystąpiło minimum temperatury. Jest to zjawisko dichotermii, świadczące o istnieniu warunków nie sprzyjających swobodnej cyrkulacji, która nie nadążała z wyrównaniem temperatury szybko nagrzewających się warstw górnych i zimnych warstw hypolimnionu. Jezioro przeszło więc bezpośrednio w stan stagnacji letniej z pominięciem fazy pełnej cyrkulacji wód. W czerwcu epilimnion był niezmiernie płytki, lecz o wysokiej już temperaturze, natomiast termoklina posiadała 5 m grubości i gradient dochodzący do 4,4°C. Ciepłota hypolimnionu była wyrównana i wynosiła około 3,5°C. W miarę dalszego ocie-



## Zestawienie wyników sezonowych badań fizyko-chemicz

Chemical analysis of water samples taken in different

Stanowisko — Sampling stands		I				
L.p. próbki — Sample number		1	2	3	4	5
Data poboru próbki — Date of sampling		260857	061157	050258	110658	130858
Godz. poboru próbki — Time of sampling		10	9	10	8	12
Temp. powietrza — Air temperature—°C		16,0	10,0	-0,5	11,5	20
Temp. wody — Water temperature—°C		16,0	7,8	1,6	15,4	18,7
Barwa — Colour mg/l Pt,		50	45	40	50	50
Mętność — Turbidity, mg/l SiO <sub>2</sub>		35	30	10	20	20
Przezroczystość — Transparency, m		0,4	0,7	—	—	0,4
Zapach — Odour		z2R	z2R	z1R	z1R	z1R
Odczyn — Reaction, pH		7,7	7,5	7,1	8,5	8,5
Zasadowość og. — Total alkalinity, mval/l		2,7	2,8	3,1	2,4	2,4
Tlen rozpuszczony — Dissolved oxygen, mg/l O <sub>2</sub>		3,9	5,5	0,28	9,5	11,2
% nasycenia tlenem — % of oxygen saturation		39,5	46	2,9	95	120
Dwutl. węgla wolny — Carbon dioxide tree, mg/l CO <sub>2</sub>		—	7,3	8,5	0,0	0,0
BZT <sub>5</sub> — BOD <sub>5</sub> mg/l O <sub>2</sub>		3,6	5,4	—	9,5	14,3
Utlenialność — Permanganate value, mg/l O <sub>2</sub>		16,9	15,6	14,0	12,1	12,1
Sucha pozostałość	og. ilość — total	289,6	364,4	280,4	234,4	241,2
stałość	cz. lotne — volatile parts	143,2	154,0	111,6	88,0	102,0
Total solids mg/l	cz. stałe — residual parts	145,4	210,4	168,8	146,4	139,2
Części rozpuszczone	og. ilość — total	263,2	345,6	272,0	228,0	230,4
Dissolved solids	cz. lotne — volatile parts	132,8	145,6	108,8	85,6	98,4
mg/l	cz. stałe — residual parts	130,4	200,0	163,2	142,4	132,0
Zawiesina	og. ilość — total	26,4	18,8	8,4	6,4	10,8
Suspended solids	cz. lotne — volatile parts	10,4	8,4	2,8	2,4	3,6
mg/l	cz. stałe — residual parts	16,0	10,4	5,6	4,0	7,2
Azot amonowy — Ammonical nitrogen mg/l N <sub>2</sub>		1,10	1,50	2,4	0,10	0,04
Azot azotynowy — Nitrous nitrogen mg/l N <sub>2</sub>		0,03	0,026	0,15	0,03	0,003
Azot azotanowy — Nitrate nitrogen mg/l N <sub>2</sub>		0,08	0,50	0,30	0,30	0,06
Azot og. — Total nitrogen, mg/l N <sub>2</sub>		1,96	3,42	4,90	3,20	3,20
Kwaśne węglany — Bicarbonates, mg/l HCO <sub>3</sub>		165	171	189	146	146
Chlorki — chloride, mg/l Cl <sup>-</sup>		40,0	38,6	43,2	32,8	32,8
Siarczany — Sulphates, mg/l SO <sub>4</sub> <sup>''</sup>		5,5	14,4	17,4	17,1	17,5
Fosforany — Phosphates, mg/l P		0,75	0,90	1,5	0,5	0,6
Wapń — Calcium, mg/l Ca <sup>''</sup>		40,8	40,4	46,3	37,6	37,0
Magnez — Magnesium, mg/l Mg <sup>''</sup>		5,8	6,3	7,6	6,7	7,2
Żelazo ogólne — Iron, mg/l Fe		0,10	0,04	0,04	0,06	0,08
Mangan — Manganese, mg/l Mn <sup>''</sup>		0,13	0,04	0,14	0,04	0,04
Twardość ogólna °n — Total hardness (Germ. degr.)		7,1	7,1	8,2	6,8	6,8
Zasadowość ogólna w °n — Total alkalinity (Germ. degr.)		7,6	7,8	8,7	6,7	6,7

Ia — próbki pobrane z warstwy 1 m nad dnem — samples taken from water layer 1 m. above



Tabela V

nych wody j. Klasztornego Malego (jKM) w Kartuzach

year seasons from the Lake Klasztorne Male (jKM)

Ia					II				
6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
260857	061157	050258	110658	130858	260857	061157	050258	110658	130858
13	11	12	12	14	14	12	14	13	10
17,0	10,0	1,0	—	20	16,5	10,0	0,5	16,8	20
4,9	5,8	3,8	3,5	4,0	16,2	7,8	0,6	16,3	19,2
70	120	140	150	150	50	45	40	50	50
60	50	200	200	200	35	30	10	25	20
—	—	—	—	—	—	—	1,3	0,6	0,4
z4G	z3G	z5G	z2G	z5G	z2R	z2R	z1R	z1R	z1R
6,6	6,5	6,7	6,8	6,7	7,8	7,5	7,2	8,5	8,6
4,8	4,8	5,9	5,3	5,0	2,7	2,8	3,1	2,4	2,4
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	7,9	0,52	12,6	14,0
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	63,7	66	5,2	129	152
121	105	60	100	95	—	6,0	8,0	0,0	0,0
42,0	—	35,0	17,0	—	5,6	7,3	—	12,6	9,1
21,6	21,6	22,4	16,0	16,0	16,3	15,3	14,7	12,8	12,4
387,6	384,0	431,6	356,0	343,6	303,2	343,6	369,6	267,6	244,8
188,0	186,4	154,8	164,0	157,2	148,0	154,4	189,6	113,2	110,4
199,6	197,6	276,8	192,0	186,4	155,2	189,2	180,0	154,4	134,4
348,8	355,2	409,6	338,0	329,6	274,4	323,2	360,0	260,0	234,4
169,6	173,6	147,2	155,6	150,4	136,0	144,8	186,4	110,4	106,4
179,2	181,6	262,4	182,4	179,2	138,4	178,4	173,6	149,6	128,0
38,8	28,8	22,0	18,0	14,0	28,8	20,4	9,6	7,6	10,4
18,4	12,8	7,6	8,4	6,8	12,0	9,6	3,2	2,8	4,0
20,4	16,0	14,4	9,6	7,2	16,8	10,8	6,4	4,8	6,4
20,0	20,0	17,0	15,0	12,5	1,0	1,30	2,2	0,08	0,04
0,005	0,005	0,010	0,010	0,005	0,030	0,030	0,10	0,030	0,003
0,10	0,12	0,14	0,40	0,12	0,08	0,50	0,34	0,20	0,06
22,0	25,0	41,9	23,2	17,6	3,10	2,97	4,50	2,30	3,60
293	293	360	323	305	165	171	189	146	146
40,0	36,4	62,0	47,4	44,4	40,0	38,6	43,2	32,8	32,0
2,9	7,2	2,3	11,8	4,9	5,5	15,4	15,7	17,4	10,5
7,5	8,0	7,0	5,0	4,5	0,75	0,90	1,0	0,5	0,6
46,5	46,1	45,7	53,7	52,1	40,4	40,8	—	37,0	37,0
8,5	8,2	11,1	10,7	9,8	2,8	6,1	7,4	7,2	6,9
0,62	0,60	1,28	0,32	0,46	0,10	0,04	0,04	0,06	0,08
1,96	2,1	2,3	1,89	1,7	0,13	0,04	0,08	0,04	0,04
8,5	8,4	9,0	10,0	9,6	6,3	7,1	—	6,8	6,8
13,4	13,4	16,5	14,8	14,0	7,6	7,8	8,7	6,7	6,7

the bottom.



plania letniego dokonywała się dalsza rozbudowa układu warstwowego, który w sierpniu posiadał miąższości warstw podobne do występujących w analogicznym okresie roku poprzedniego. Warstwy termiczne były jednak tym razem bardziej zróżnicowane. Epilimnion wykazywał ciepłość około  $18,6^{\circ}\text{C}$ ; metalimnion oznaczał się niezmiernie gwałtownym skokiem cieplnym o gradientie dochodzącym  $6,5^{\circ}\text{C}$ , a więc tyle co Ekman (1943) podał dla stwierdzonych przez siebie wypadków szczegółowych i nieco tylko mniej od najwyższego gradientu znalezionej przez Olszewskiego (1959) na jeziorach Mazurskich (j. Ublik —  $8,3^{\circ}\text{C}$ ). Warstwa hypolimnionu posiadała temperaturę dość wyrównaną około  $4^{\circ}\text{C}$ , to znaczy o prawie  $1^{\circ}$  niższą, niż to miało miejsce latem 1957 r. Wyraźne różnice w przebiegu krzywych temperatur wód jeziora w tych dwóch sezonach wyjaśnia porównanie kształtowania się głównych czynników meteorologicznych w latach 1957—58 (tab. II). W 1958 r. narastanie temperatury w okresie wiosny było bardziej gwałtowne, aniżeli to miało miejsce w 1957 r. Musiało więc sprzyjać silniejszemu i raptowniejszemu ogrzaniu warstw górnych, a zatem wytworzeniu silnego epilimnionu i ostrej termokliny, bez znaczącego naruszenia stosunków cieplnych profundalu. Wydaje się znajdować tu potwierdzenie przypuszczenia Olszewskiego (1953), że wzmocnienie epilimnionu utrudnia dopływ ciepła do hypolimnionu. Tak więc w letnim i zimowym okresie stagnacji jKM wykazuje wyraźnie rozbudowaną i trwałą stratyfikację termiczną oraz, jak zobaczymy, chemiczną mas wodnych. Natomiast w okresach cyrkulacji nie zawsze następuje gruntowne przemieszanie wód jeziora. Z wykonanych serii termicznych wnosić należy, że wiosną i jesienią 1957 r. cyrkulacja objęła całą masę wód, podczas gdy wiosną 1958 r. proces się ten nie odbył, względnie ograniczył się tylko do warstwy powierzchniowej. Znajduje to potwierdzenie w kształtowaniu się poziomu lityonu w powierzchniowych i głębinowych warstwach wody pobranych w tych sezonach (tab. V). Przez cały okres roku temperatura warstw przydennych nie wykazywała znaczących różnic, a skrajne ciepłoty jej nie przekraczały  $2,3^{\circ}\text{C}$ . Stabilność układu hypolimnionu świadczy, że jKM posiada cechy meromiktyczne, jednak innego typu niż zbadane przez Passowicza (1938) j. Wądołek na Suwalszczyźnie. Występująca w naszym wypadku meromiksja wydaje się być następstwem nie tylko wielkiej zaciszości głębi, związanej ze sprzyjającą konfiguracją dna i osłonięciem brzegów wysokimi wałami wzniesień morenowych pokrytych częściowo kompleksami leśnymi, lecz również wytwarzaniem się przy dnie, a szczególnie w głęboczkach, warstw wody o wyższym trofizmie. Powstające uwarstwienie szczególne może być zaliczone do merotrofii (Olszewski 1953), która, jak zostanie w dalszym wykazane, rozbudowuje się w związku z zanieczyszczeniem jeziora przez ścieki.

Północna część j. Klasztornego, jKD, pomimo małej stosunkowo głębokości posiada, jak to wynika z tab. VI, dość wyraźnie zaznaczone przemiany roczne układu mas wodnych. W okresie stagnacji zimowej (rys. 8) występuje



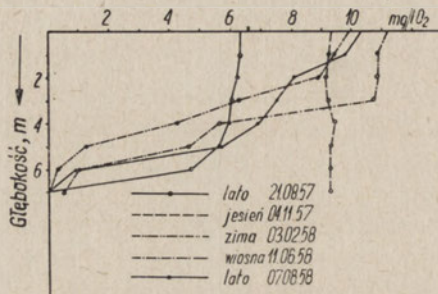
Tabela VI

Przekrój pionowy na j. Klasztornym Dużym — stanowisko IV

Vertical section of the Lake Klasztorne Duże — site IV

Głębokość Depth m	Temperatura w °C Temperature				Tlen rozpuszczony mg/l O <sub>2</sub> Dissolved oxygen				Odczyn pH						
	210857	041157	030258	110658	070858	210857	041157	030258	110658	070858	210857	041157	030258	110658	070858
0	18,1	8,0	0,5	15,0	19,3	6,3	9,3	9,9	11,2	10,3	8,4	7,4	7,0	8,4	8,4
1	18,1	8,0	0,6	15,0	18,8	6,3	9,2	9,4	10,8	9,8	8,4	7,4	7,0	8,4	8,4
2	18,0	8,0	1,2	15,0	18,5	6,2	9,1	8,9	10,8	8,0	8,2	7,4	7,0	8,4	8,0
3	18,0	8,0	1,2	15,0	18,4	6,0	9,2	6,3	10,7	7,5	8,2	7,4	7,0	8,4	8,0
4	18,0	8,0	1,6	14,0	18,3	5,9	9,4	4,2	5,6	6,9	8,2	7,4	6,9	7,8	8,0
5	18,0	8,0	2,0	13,2	18,3	5,6	9,3	1,2	4,6	5,6	8,2	7,4	6,9	7,8	7,8
6	17,1	8,0	2,4	11,8	17,7	4,7	9,3	0,3	1,0	0,9	8,1	7,4	6,9	7,3	7,2
7	16,0	8,0	2,8	11,8	17,4	0,0	9,3	0,0	0,5	0,0	7,0	7,4	6,9	7,3	7,0

odwrotne uwarstwienie termiczne z najwyższą temperaturą przy dnie wynoszącą 2,8°C. Po ustąpieniu lodów następuje dość szybkie przemieszanie warstw wodnych i po krótkim okresie homotermii ustala się jeszcze w końcu wiosny uwarstwienie proste, na którym zaznaczają się trzy warstwy termiczne. W miarę dalszego ocieplania w okresie stagnacji letniej odbywa się rozbudowa epilimnionu, przy jednoczesnym zaniku hypolimnionu i obniżaniu się termokliny. W okresie jesiennym wraz z postępującym ochładzaniem się wód jezioro przechodzi fazę pełnej cyrkulacji, prowadzącej do homotermii i całkowitego zniwelowania wszelkich uwarstwień. Ogólnie jKD cechuje się bardziej wyrównaną niż jKM ciepłotą warstw wodnych, a różnica temperatury dna i powierzchni nie przekracza 5°C. Ciepłota warstw przydennych zawiera się w cyklu rocznym w przedziale 2,8—17,4°C. Temperatura warstw powierz-



Rys. 8. Termiczne przekroje pionowe dla jKD

chniowych waha się w przedziale od 0°C do 19,3°C, a więc roczna amplituda jest tu również znaczna. jKD posiada dwa wyraźne okresy pełnej cyrkulacji, wiosenny i letni, prowadzące do osiągnięcia pełnej homotermii. Nie należy wykluczać jednak możliwości występowania częstszego mieszania się układu warstwowego pod wpływem silniejszych wiatrów. W nawiązaniu do termicznej klasyfikacji jezior słodkowodnych opracowanej przez Forela i zmodyfikowanej przez Whipple'a (1948) j. Klasztorne zaliczyć można do typu jezior umiarkowanych, w którym to typie jKM wykazuje cechy charakterystyczne dla grupy 2 z pewną tendencją do grupy 1. Natomiast jKD kwalifikuje się do grupy 3 ze skłonnością jednak pewną do grupy 2.

Potwierdzeniem wniosku o zróżnicowaniu cieplnym obu części jeziora mogą służyć również wyliczenia rocznych budżetów cieplnych (Rbc) oraz letnich przychodów ciepła (Lpc) wykonane za przykładem Birgea (1915):

$$Rbc = Dm(Tm^s - Tm^w)$$

$$Lpc = Dm(Tm^s - 4)$$

gdzie  $Dm$  oznacza średnią głębokość w cm,  $Tm^s$  — średnią temperaturę wody w słupie w czasie maksimum letniego,  $Tm^w$  — średnią temperaturę wody w słupie w czasie minimum zimowego. Otrzymany wynik wyraża się w gkal.



$$\text{jKM Rbc} = 660 (12,3 - 2,3) = 6600$$

$$\text{jKD Rbc} = 460 (18,5 - 1,3) = 7900$$

$$\text{jK Rbc} = 510 (16,7 - 1,6) = 7700$$

$$\text{jKM Lpc} = 660 (12,3 - 4) = 5500$$

$$\text{jKD Lpc} = 460 (18,5 - 4) = 6700$$

$$\text{jK Lpc} = 510 (16,7 - 4) = 6500$$

Z przytoczonych wyliczeń wynika, że dla ogrzania słupa wody o przekroju 1 cm<sup>2</sup> i wysokości równej średniej głębokości od temperatury równej minimum zimowemu i od 4°C do osiągnięcia maksimum letniego jKD przyjmuje znacznie większą ilość ciepła niż jKM, całość jeziora (jK) natomiast ma wartości pośrednie i zbliżone raczej do otrzymanych dla jKD.

W oparciu o serie pionowe wyliczono również bilanse zasobów ciepłych jeziora, przyjmując za punkt odniesienia 0°C (tab. II i III). Z wyliczeń wynika, że średnie temperatury mas wodnych jKM wynosiły w okresie badań od 2,3 do 12,3°C, w czasie gdy jKD przyjmowało od 1,3 do 18,5°C. Najmniejszy zapas ciepła w jKM występował w lutym i wynosił  $2593 \times 10^6$  kkal i przypuszczać należy, że do końca zimy zapas ten ulegać będzie już pewnemu zwiększeniu (Olszewski 1953). Maksymalne stwierdzone nagromadzenie ciepła wystąpiło w końcu lata i wynosiło  $13580 \times 10^6$  kkal. W jKD wartości ekstremalne nagromadzenia ciepła występowały w tychże okresach i wynosiły odpowiednio  $3700 \times 10^6$  kkal i  $51\,310 \times 10^6$  kkal. Zatem w bilansie cieplnym obu części jeziora istnieje głęboka różnica. jKM jest na ogół chłodniejsze, odznaczające się większą stabilizacją cieplną, a ilość ciepła wymieniana w ciągu roku z otoczeniem, nie wliczając w to pozycji utajonego ciepła zamarzania i topnienia lodu oraz parowania, wynosi  $11\,100 \times 10^6$  kkal, czyli przez 1 m<sup>2</sup> powierzchni zwierciadła wody przechodzi 66 500 kkal. W jKD ostatnie cyfry wynoszą odpowiednio  $47\,600 \times 10^6$  kkal i 78 800 kkal/m<sup>2</sup>.

#### Skład chemiczny wód jeziora

Wyniki analityczne badań nad chemizmem wód j. Klasztornego i cieków z nim związanych przedstawiono syntetycznie w ujęciach tabelarycznych. Dla łatwiejszego posługiwania się materiałem osobno zestawiono dane dotyczące jKM (tab. V), osobno dla jKD (tab. VII) oraz oddzielnie dla wszystkich ważniejszych dopływów i spływów ściekowych (tab. VIII). Wyniki dotyczące przydennych warstw wody wyróżniono indeksem „a” przy numerze stanowiska. Uzupełnieniem zasadniczym tych materiałów są serie pionowe wykonane na głęboczkach: jKM (tab. IV) i jKD (tab. VI).

Natlenienie wód j. Klasztornego jest bardzo zróżnicowane i to w zależności od pory roku, stanowiska i głębokości. W najlepiej natlenionych,



## Zestawienie wyników sezonowych badań fizyko-chemicz

Chemical analysis of water samples taken in differ

Stanowisko — Sampling stands	III				
	16	17	18	19	20
Łp. próbki — Sample number					
Data poboru próbek — Date of sampling	210857	041157	030258	110658	070858
Godz. poboru próbki — Time of sampling	14	11	14	17	14
Temp. powietrza — Air temperature °C	20,5	9,5	1,0	11	23
Temp. wody — Water temperature — °C	18,0	8,0	0,5	15,4	18,6
Barwa — Colour — mg/l Pt	25	30	30	35	50
Mętność — Turbidity — mg/l SiO <sub>2</sub>	30	20	5	20	25
Przeźroczystość — Transparency — m	0,7	0,8	2,5	1,1	0,4
Zapach — Odour	z1R	z1R	z1R	z1R	z1R
Odczyn — Reaction — PH	8,1	7,4	7,0	8,5	8,5
Zasadowość ogólna — Total alkalinity — mval/l	2,2	2,3	2,4	2,2	2,3
Tlen rozpuszczony — Dissolved oxygen mg/l O <sub>2</sub>	5,0	9,0	8,5	10,4	9,7
% nasycenia tlenem — % oxygen saturation]	52,9	79	59	103	102
Dwutlenek węgla wolny — Carbon dioxide free mg/l CO <sub>2</sub>	0,0	3,5	5,0	0,0	0,0
BZT <sub>5</sub> BOD <sub>5</sub> mg/l O <sub>2</sub> —	3,1	6,7	2,1	6,3	6,2
Utlenialność — Permanganate value mg/l O <sub>2</sub>	16,3	15,3	13,1	10,8	14,7
Sucha pozostałość og. ilość — total Total solids cz. lotne — volatile parts mg/l cz. stałe — residue	244,8 114,4 130,4	256,4 118,8 137,6	224,4 76,8 147,6	219,6 82,8 136,8	228,4 86,8 141,6
Cz. rozpuszczone og. ilość — total Dissolved solids cz. lotne — volatile parts mg/l cz. stałe — residues	224,8 106,0 118,8	244,0 113,6 130,4	219,2 74,4 144,8	212,0 79,2 132,8	215,2 81,6 133,6
Zawiesina og. ilość — total Suspended solids cz. lotne — volatile parts mg/l cz. stałe — residue	20,0 8,4 11,6	12,4 5,2 7,2	5,2 2,4 2,8	7,6 3,6 4,0	13,2 5,2 8,0
Azot amonowy — Ammoniacal nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	0,36	0,12	0,28	0,08	0,04
Azot azotynowy — Nitrous nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	0,010	0,015	0,009	0,024	0,005
Azot azotanowy — Nitrate nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	0,02	0,25	0,50	0,22	0,08
Azot ogólny — Total nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	1,52	1,68	1,51	1,51	3,47
Kwaśne węglany — Bicarbonates — mg/l HCO <sub>3</sub>	134	140	146	134	140
Chlorki — Chloride — mg/l Cl'	30,4	30,2	34,2	28,8	29,2
Siarczany — Sulphates — mg/l SO <sub>4</sub> '	13,8	15,1	17,4	14,8	5,2
Fosforany — Phosphates — mg/l P	0,49	0,30	0,35	0,33	0,60
Wapń — Calcium mg/l Ca''	36,6	36,2	40,9	34,2	36,8
Magnez — Magnesium — mg/l Mg''	5,4	4,8	5,4	5,4	6,3
Żelazo og. — Iron mg/l Fe	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08
Mangan — Manganese mg/l Mn''	0,04	0,04	0,04	0,00	0,04
Twardość og. — Total hardness (Germ. degr.) °n	6,4	6,2	6,9	6,0	6,6
Zasadowość og. — Total alkalinity (Germ. degr.) °n	6,2	6,4	6,7	6,2	6,4

IV<sup>a</sup> Próbki pobrane z warstwy 1 m nad dnem.  
Samples taken from water layer 1 m above the bottom.



Tabela VII

nych wody j. Klasztornego Dużego (jKM) w Kartuzach

ent year seasons from Lake Klasztorne Duże (jKD)

IV					IV <sup>a</sup>			
21	22	23	24	25	26	27	28	29
210857	041157	030258	110658	070858	210857	030258	110658	070858
11	11	12	16	12	13	14	16	14
21	10	- 0,2	15	23	20,8	1,0	15	23
18,0	8,0	0,5	15,0	18,8	16,0	2,8	11,8	17,4
25	30	30	35	50	35	30	30	50
30	20	5	20	20	35	10	35	30
0,65	0,8	2,2	1,1	0,4	—	—	—	—
z1R	z1R	z1R	z1R	z1R	z2G	z2G	z1G	z1R
8,4	7,4	7,0	8,5	8,5	7,0	6,9	7,3	7,0
2,2	2,3	2,4	2,1	2,2	2,8	2,6	2,2	2,3
6,3	9,2	9,4	10,8	9,8	0,0	0,0	0,5	0,0
66,7	82	65	107	104	0,0	0,0	9,0	0,0
0,0	3,5	6,5	0,0	0,0	15,0	12,5	5,5	—
3,9	7,1	1,4	7,1	9,3	8,1	—	—	—
16,3	14,4	12,4	11,2	13,7	16,9	12,4	9,9	13,4
277,6	230,0	211,2	219,6	219,6	310,8	221,2	224,4	221,6
127,2	102,0	82,8	122,8	116,4	148,0	85,2	108,4	79,2
150,4	128,0	128,4	96,8	103,2	162,8	136,0	116,0	142,4
256,8	220,0	205,6	212,0	209,6	282,4	212,0	208,0	205,6
118,4	97,6	80,0	119,2	112,0	136,0	82,4	103,2	72,8
138,4	122,4	125,6	92,8	97,6	146,4	129,6	104,8	132,8
20,8	10,0	5,6	7,6	10,0	28,4	9,2	16,4	16,0
8,8	4,4	2,8	3,6	4,4	12,0	2,8	5,2	6,4
12,0	5,6	2,8	4,0	5,6	16,4	6,4	11,2	9,6
0,36	0,08	0,20	0,08	0,04	3,0	0,60	0,40	0,28
0,007	0,015	0,007	0,024	0,007	0,005	0,009	0,020	0,015
0,04	0,25	0,50	0,30	0,08	0,06	0,20	0,26	0,08
1,52	1,82	1,62	1,40	2,86	3,52	2,13	1,62	2,52
134	140	146	128	134	171	159	134	140
30,4	30,2	33,0	28,8	28,4	30,4	33,0	28,8	28,4
14,1	15,4	19,0	15,4	8,2	10,8	15,7	10,5	3,9
0,50	0,30	0,35	0,31	0,40	3,9	1,0	0,6	0,5
36,8	36,2	39,6	36,2	35,6	41,6	37,6	35,8	35,6
5,6	4,5	5,0	5,8	6,3	6,9	5,0	5,6	6,5
0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,68	0,10	0,06	0,08
0,04	0,04	0,04	0,00	0,04	1,5	0,84	0,44	0,04
6,4	6,1	6,7	6,4	6,4	7,4	6,4	6,3	6,5
6,2	6,4	6,7	5,9	6,2	7,8	7,2	6,2	6,4

Stanowisko — Sampling stands	V				
	30	31	32	33	34
Lp. próbki — Sample number					
Data poboru próbki — Date of sampling	210857	041157	030258	110658	070858
Godz. poboru próbki — Time of sampling	10	9	10	15	12
Temp. powietrza — Air temperature °C	20,0	9,5	-0,5	14	23
Temp. wody — Water temperature °C	18,0	8,0	0,6	15,0	18,7
Barwa — Colour — mg/l Pt	25	30	60	35	50
Metność — Turbidity — mg/l SiO <sub>2</sub>	30	20	5	15	20
Przeźroczystość — Transparency — m	0,65	0,85	2,8	1,3	0,6
Zapach — Odour	z1R	z1R	z1R	z1R	z1R
Odczyn — Reaction — pH	8,4	7,4	7,0	8,5	8,5
Zasadowość ogólna — Total alkalinity — mval/l	2,2	2,3	2,2	2,1	2,0
Tlen rozpuszczony — Dissolved oxygen mg/l O <sub>2</sub>	5,8	9,6	7,8	10,2	7,7
% nasycenia tlenem — % oxygen saturation	61,4	84	54	101	81
Dwutlenek węgla wolny — Carbon dioxide free mg/l CO <sub>2</sub>	0,0	3,0	—	0,0	0,0
BZT <sub>5</sub> BOD <sub>5</sub> mg/l O <sub>2</sub> — Permanganate value	2,7	7,6	1,5	8,0	6,6
Utlenialność — Permanganate value mg/l O <sub>2</sub>	15,6	13,7	14,7	9,9	14,0
Sucha pozostałość og. ilość — total	247,2	256,8	205,6	220,0	228,8
Total solids cz. lotne — volatile parts	116,4	116,4	80,4	118,4	97,6
mg/l cz. stałe — residue	130,8	140,4	125,2	101,6	131,2
Cz. rozpuszczone og. ilość — total	228,0	245,6	200,8	212,8	213,6
Dissolved solids cz. lotne — volatile parts	108,0	111,2	78,4	116,0	92,8
mg/l cz. stałe — residues	120,0	134,4	122,4	96,8	120,8
Zawiesina og. ilość total	19,2	11,2	4,8	7,2	15,2
Suspended solids cz. lotne — volatile parts	8,4	5,2	2,0	2,4	4,8
mg/l cz. stałe residue	10,8	6,0	2,8	4,8	10,4
Azot amonowy — Ammoniacal nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	0,40	0,06	0,10	0,08	0,04
Azot azotynowy — Nitrous nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	0,009	0,012	0,007	0,024	0,010
Azot azotanowy — Nitrate nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	0,02	0,25	0,50	0,30	0,08
Azot ogólny — Total nitrogen — mg/l N <sub>2</sub>	1,52	1,79	1,51	1,23	2,86
Kwaśne węglany — Bicarbonates — mg/l HCO <sub>3</sub>	134	140	134	128	134
Chlorki — Chloride — mg/l Cl'	30,4	30,2	28,4	28,8	28,4
Siarczany — Sulphates — mg/l SO''	12,5	14,8	17,7	15,7	14,1
Fosforany — Phosphates — mg/l P <sup>4</sup>	0,48	0,30	0,20	0,32	0,5
Wapń — Calcium mg/l Ca''	35,4	36,2	41,5	34,8	36,0
Magnez — Magnesium — mg/l Mg''	5,4	5,2	4,8	5,8	7,2
Zelazo og. — Iron mg/l Fe	0,04	0,04	0,20	0,04	0,08
Mangan — Manganase mg/l Mn''	0,04	0,04	0,08	0,00	0,04
Twardość og. — Total hardness (Germ. degr.) °n	6,2	6,3	6,9	6,2	6,7
Zasadowość og. — Total alkalinity (Germ. degr.) °n	6,2	6,4	6,1	5,9	6,2

górných warstwach wody tlen występował w stężeniach od 0,28 mg/l do 16,4 mg/l, co odpowiada 2,9% i 163% stanu nasycenia. Najwyższe natlenienia występowały latem na jKD. Znacznie gorsze warunki tlenowe panowały zawsze na jKM i ulegały stopniowej poprawie w kierunku północnym. W jKM tlen rozpuszczony występował prawie wyłącznie w cienkiej warstwie powierzchni-



c.d. tabeli VII

VI					VII
35	36	37	38	39	40
210857	041157	030258	110658	070858	260860
16	10	11	14	15	11
20,0	10,0	- 0,5	16	23	19
18,1	18,0	0,5	15,0	19,1	17,9
25	30	30	35	50	35
30	20	5	25	20	80
0,65	1,0	2,2	0,85	0,4	—
z1R	z1R	z1R	z1R	z1R	z2R
8,4	7,4	7,0	8,5	8,5	8,6
2,0	2,3	2,4	2,1	2,2	2,5
8,4	9,9	9,8	16,4	10,8	13,5
88,7	89	68	163	116	142
0,0	3,0	6,5	0,0	0,0	0,0
5,1	8,3	1,1	11,2	7,7	6,1
15,6	12,4	12,4	10,2	14,0	9,0
256,8	308,0	243,6	220,8	226,0	257,0
123,6	172,8	86,4	120,8	97,2	110,6
133,2	135,2	157,2	100,0	128,8	146,4
236,8	297,6	238,4	211,2	213,6	234,8
115,2	168,0	84,0	116,8	92,8	90,4
121,6	129,6	154,4	94,4	120,8	144,4
20,0	10,4	5,2	9,6	12,4	22,2
8,4	4,8	2,4	4,0	4,4	20,2
11,6	5,6	2,8	5,6	8,0	2,0
0,40	0,06	0,06	0,08	0,04	1,92
0,008	0,012	0,003	0,024	0,005	0,003
0,02	0,25	0,50	0,03	0,08	0,10
1,52	2,0	1,74	2,46	4,31	3,02
134	140	146	128	134	152
30,4	30,2	33,0	28,8	28,4	27,2
14,1	14,1	16,4	14,8	8,2	15,0
0,47	0,30	0,35	0,30	0,5	0,60
37,0	36,2	39,4	36,2	36,2	40,8
5,4	5,4	5,6	5,2	6,1	5,1
0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,06
0,04	0,04	0,04	0,00	0,04	0,04
6,4	6,3	6,8	6,3	6,5	7,0
6,2	6,4	6,7	5,9	6,2	7,0

wej, pokrywającej się niemal z epilimnionem. Poniżej następował gwałtowny zanik tego składnika do zera analitycznego (rys. 9). Równocześnie z całkowitym zanikiem tlenu pojawiał się nowy składnik — siarkowódor, który stopniowo narastał osiągając z głębokością znaczne stężenie. Latem 1957 powierzchniowa warstwa wody posiadała około 40% natlenienia, jednak już na głębokości

## Zestawienie wyników sezonowych badań fizyko-chemii

Chemical analysis of water samples taken from

Stanowisko — Sampling stands	VIII	IX				
	41	42	43	44	45	46
Lp. próbki — Sample number						
Data poboru próbki — Date of sampling	260860	260860	260857	061157	050258	110658
Godz. poboru próbki — Time of sampling	15	9	15	13	13	13
Temp. powietrza — Air temperature — °C	22,6	21,4	16,8	11,0	0,5	16,8
Temp. wody — Water temperature — °C	21,2	14,4	17,0	—	1,0	16,0
Barwa — Colour — mg/l Pt	50	60	180	300	140	200
Mętność — Turbidity — mg/l SiO <sub>2</sub>	200	17	200	1000	2000	600
Przezroczystość — Transparency — m	—	—	—	—	—	—
Zapach — Odour	z2G	z0	z5G	z5G	z5G	z5G
Odczyn — Reaction — pH	8,4	7,8	7,8	7,7	8,0	8,0
Zasadowość ogólna — Total alkalinity — mg/l O <sub>2</sub>	3,4	2,9	5,7	15,3	7,4	19,0
Tlen rozpuszczony — Dissolved oxygen	14,2	9,2	3,4	5,3	2,0	4,8
% nasycenia tlenem — % oxygen saturation	159	89	36,2	—	21,0	49
Dwutlenek węgla wolny — Carbon dioxide free — mg/l CO <sub>2</sub>	—	7,5	64,0	57,1	20,0	60,0
BZT <sub>5</sub> , BOD <sub>5</sub> — mg/l O <sub>2</sub>	12,2	0,7	62,0	410	111,5	406
Utlenialność — Permanganate value mg/l O <sub>2</sub>	10,4	12,0	48,0	112,0	28,0	83,2
Sucha pozostałość og. ilość — total	315,2	266,8	1053	1391	708	1267
Total solids mg/l cz. lotne — volatile parts	124,6	103,8	331	700	248	508
cz. stałe — residual parts	190,6	163,0	722	691	460	759
Części rozpuszczone og. ilość — total	294,8	256,4	966	1078	496,8	1212
Dissolved solids mg/l cz. lotne — volatile parts	110,0	100,8	293	529	161,6	483
cz. stałe — residual parts	184,6	155,6	673	549	335,2	729
Zawiesina og. ilość — total	20,4	10,4	87	313	211,2	55
Suspended solids mg/l cz. lotne — volatile parts	14,6	3,0	38	171	86,4	25
cz. stałe — residual parts	5,8	7,4	49	142	124,8	30
Azot amonowy — Ammonical nitrogen mg/l N <sub>2</sub>	1,5	0,12	80,0	60,0	27,0	80,0
Azot azotynowy — Nitrous nitrogen mg/l N <sub>2</sub>	0,008	0,028	0,005	0,005	0,10	0,01
Azot azotanowy — Nitrate nitrogen mg/l N <sub>2</sub>	0,10	2,0	0,14	0,14	0,20	0,35
Azot ogólny — Total nitrogen mg/l N <sub>2</sub>	5,65	2,34	97,0	98,0	63,3	149
Kwaśne węglany — Bicarbonate mg/l HCO <sub>3</sub>	207	177	348	933	451	1159
Chlorki — Chloride mg/l Cl'	42,5	10,8	156,4	147,6	77,0	187,4
Siarczany — Sulphates mg/l SO <sub>4</sub>	16,4	29,8	64,8	31,5	36,8	51,6
Fosforany — Phosphates mg/l P	1,50	0,05	11,0	9,5	4,5	11,9
Wapń — Calcium mg/l Ca''	48,8	60,0	110,7	87,6	56,1	95,0
Magnez — Magnesium mg/l Mg''	8,3	6,3	26,4	19,0	12,2	21,6
Żelazo ogólne — Iron mg/l Fe	0,12	0,08	1,0	0,48	0,44	0,48
Mangan — Manganase mg/l mn''	0,08	0,29	0,57	0,24	0,30	0,44
Twardość ogólna — Total hardness (Germ. degr.)	9,5	9,9	21,6	16,7	10,7	18,3
Zasadowość ogólna w °n — Total alkalinity (Germ. degr.)	9,5	8,1	16,0	42,8	20,8	53,2



Tabela VIII

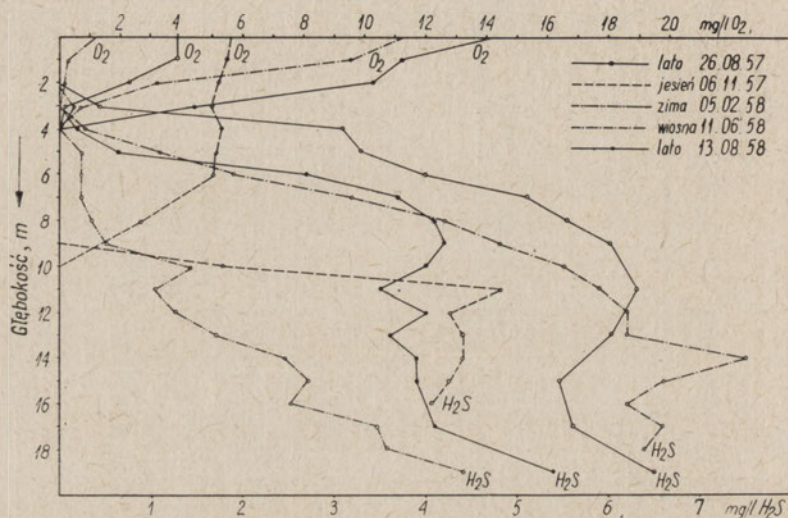
ych wód wpływających do j. Klasztornego w Kartuzach

ows discharging into the Lake Klasztorne

XI								XII	XIII	XIV
47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
130858	260860	210857	041157	030258	110658	070858	260860	260860	260860	260860
9	14	15	13	14	14	14	14	12	13	13
20	28,2	20,5	9,5	1,0	—	23	17,2	20,5	17,8	25,5
14,0	13,6	18,0	—	1,0	12,9	17,8	14,3	14,2	14,2	18,9
400	120	300	140	160	200	800	90	160	50	150
600	500	1000	200	600	300	4000	140	15	20	10
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
z5G	z4G	z5G	z5G	z5G	z5G	z5G	z4G	z2R	z0	z2R
7,8	8,1	6,5	6,9	—	6,6	6,5	7,6	7,6	8,0	7,3
14,4	13,2	8,0	6,5	6,8	6,0	10,0	6,4	4,0	3,1	1,6
4,0	2,0	1,2	0,0	4,8	5,3	0,0	3,2	3,7	9,5	7,0
39	19	12,7	0,0	33	50	0,0	31	35	92	75
49,5	35,0	90,0	—	40,0	90,0	—	25,0	25,0	5,0	15,0
130	274	420	1010	169,0	735	1150	82,0	3,1	0,6	3,0
41,6	41,6	92,0	560,0	92,0	124,0	608	19,2	30,1	9,3	27,5
870,8	1021	1221	1740	710,8	1016	3207	576,9	368,8	229,6	197,8
318,8	359	670	873	419,6	587	1900	190,1	153,8	95,6	116,8
552	662	551	867	291,2	429	1307	386,8	215,0	134,0	81,0
818,4	919	896	1854	649,6	989	2708	554,8	360,4	214,0	195,6
298,4	281	495	829	391,2	576	1666	177,6	150,4	87,6	115,2
520	638	401	825	258,4	413	1042	377,2	210,0	126,4	80,4
52,4	102	325	86	61,2	27	499	22,1	8,4	15,6	2,2
20,4	78	175	44	28,4	11	234	12,5	3,4	8,0	1,6
32,0	24	150	42	32,8	16	265	9,6	5,0	7,6	0,6
17,0	27,0	3,0	20,0	17,0	13,0	35,0	1,54	4,0	0,77	1,30
0,01	0,007	0,007	0,007	0,007	0,014	0,010	0,005	0,112	0,006	0,005
0,20	0,20	0,14	0,14	0,14	0,25	0,30	0,14	2,0	0,24	0,40
23,4	41,2	40,0	60,7	39,6	47,7	—	9,1	7,0	0,90	1,74
878	806	488	397	415	366	610	390	244	189	97,7
125,0	112,0	80,6	105,0	87,8	97,0	206,0	86,0	24,0	3,0	6,5
30,6	81,4	12,8	16,4	20,7	13,1	25,6	56,6	30,4	13,2	16,0
9,0	8,0	3,9	18,0	5,0	8,1	35,0	2,5	1,2	0,06	0,05
85,6	112,6	83,9	122,4	50,7	97,0	133,9	94,0	60,9	62,7	36,0
17,6	28,5	14,1	15,9	11,7	2,4	24,4	18,8	9,2	2,7	2,8
0,56	0,56	0,92	0,88	1,36	1,28	4,4	0,48	0,24	0,06	0,32
0,22	0,48	0,13	0,30	0,30	0,26	0,44	0,26	0,15	0,4	0,04
16,0	37,0	15,0	20,6	9,7	14,0	24,4	17,9	11,2	9,4	5,7
40,3	37,0	22,4	18,2	19,0	16,8	28,0	17,9	11,2	8,7	4,5



4 m tlenu nie stwierdzono, to znaczy że cały metalimnion i hypolimnion pozabawione były tego składnika. Jesienne ochłodzenie, hamując procesy biochemiczne, wpłynęło dodatnio na zwiększenie się jego poziomu, który przy powierzchni wynosił 5,5 mg/l  $O_2$  (46 % nasycenia), a pionowe ruchy mas wodnych rozszerzyły jego strefę występowania do 9—10 m głębokości. Na horyzoncie 6—10 m wystąpiła ostra oksyklina, poniżej której tlenu nie stwierdzono. Nie wydaje się prawdopodobnym, by z biegiem dalszej cyrkulacji jesiennej warstwa natleniona mogła obniżyć się niżej niż do 12 m. W okresie stagnacji zimowej ilość tlenu uległa znowu znacznemu zmniejszeniu, tak że w lutym bezpośrednio pod lodem występował w ilości tylko 1,19 mg/l, a na 3 m był już zupełnie nie-



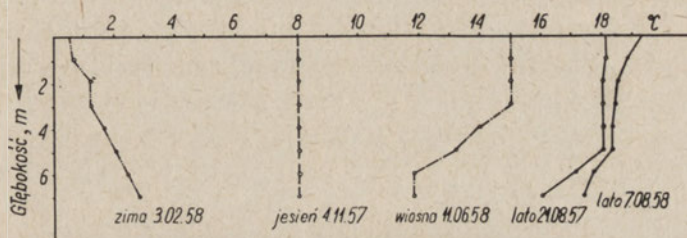
Rys. 9. Pionowe serie tlenowe i siarkowodorowe z jKM

obecny. Wiosenne warunki termiczne i dynamiczne nie sprzyjały gruntownej poprawie sytuacji, a zmiany na lepsze wystąpiły jedynie w warstwach przypowierzchniowych, gdzie ilość rozpuszczonego tlenu znacznie wzrosła. Obszar obecności tlenu nie przekroczył jednak 4 m głębokości, pokrywając się znowu tylko z epilimnionem. W tym stanie jezioro weszło w okres stagnacji letniej 1958 r., w czasie którego strefa tlenowa nie ulegała dalszemu poszerzeniu, wzrosło natomiast występujące w obrębie jej natlenienie. Wydatne różnice w przebiegu krzywych tlenowych dla dwóch okresów letnich (1957 i 1958) znajdują wytlumaczenie w odmiennej dynamice wiosennych ruchów mas wodnych oraz występowaniu w sierpniu 1958 r. zakwitów glonów, co przy sprzyjającej jednocześnie w tym okresie insolacji wzmagало bez wątpienia procesy fotosyntezy i respiracji. Procesy te sprzyjają wielkiej labilności tego składnika w zależności od aktualnego stanu warunków na nie wpływających. Występujące na powierzchni wysokie przesylenie (155 %) było właśnie tego wynikiem



i dlatego uważać je trzeba raczej za chwilowe. We wszystkich przypadkach nie trudno jest zauważyć, że na jKM metalimnion stwarza przegrodę i to bardzo skuteczną dla przenikania tlenu do warstw głębszych.

Warunki tlenowe w jKD kształtują się bardziej pomyślnie (tab. VII), jakkolwiek i tu, szczególnie w okresach stagnacji, występowały przydenne warstwy beztlenowe. Maksymalna ich miąższość miała miejsce w obrębie głębozczków i nie przekroczyła 1 m. Wiosenna i jesienna cyrkulacja prowadziła do całkowitego wyrównania różnic tlenowych w przekrojach pionowych (rys. 10). Latem w czasie stagnacji natlenienie warstw górnych wynosiło od 53 % do 88,7 %, przy czym poprawa warunków następowała w kierunku północnym, a najwyższe wartości występowały w północno-wschodniej zatoczce jKD. Obserwowany w 1958 r. letni wzrost natlenienia przypisać należy sierpniowemu zakwitowi glonów. Jesienna cyrkulacja prowadzi do wyrównania tlenowego, a stan nasy-



Rys. 10. Pionowe serie tlenowe z jKD

cenia tlenem wynosi przeciętnie 80 %. Również w czasie zimy natlenienie warstwy wody przylegającej do pokrywy lodowej było dość wysokie i wynosiło nawet 9,9 mg/l  $O_2$ , jednak z głębokością szybko spadało, wynosząc na poziomie 4 m tylko 4,2 mg/l, a na 7 m wykazując całkowity zanik. Po ustąpieniu pokrywy lodowej i przemieszaniu się wód następuje również zniszczenie warstwowego układu tlenu i po krótkim okresie homooksygenii ustalają się podstawy układu letniego ze strefą beztlenową przy dnie i to raczej tylko w obrębie głębozcza. Zauważyć się daje, że południowa część jKD znajduje się pod wpływem zanieczyszczeń przenikających z jKM i wykazuje w przeciągu całego roku najwyższe niedobory tlenowe. W kierunku od st. III do IV warunki ulegają pewnej poprawie. Ku północy stwierdza się ponowny spadek tlenu, spowodowany nową falą zanieczyszczeń odprowadzanych do jKD i dopiero w rejonie st. VI stwierdzane były najwyższe dla jKD stężenia tlenu. Pełne nasycenie wody tlenem ma miejsce jedynie w sezonie letnim, jednak ogranicza się ono tylko do warstw górnych wody, objętych intensywną działalnością fotosyntezy.

Wyniki serii pionowych uzyskane na obu częściach jeziora posłużyły nam do sporządzenia porównawczego bilansu zasobów tlenowych jeziora z uwzględnieniem rozkładu ich na poszczególnych poziomach. Przyjęcie za przeciętne dla danych warstw całej części jeziora stosunków panujących w wybranych



głębozłkach jest oczywiście pewnym przybliżeniem, dostatecznym jednak dla celów niniejszych obliczeń. Sprzyjającą tu okolicznością jest fakt, że obydwie głębozłki położone są w strefach pelagicznych swych części, które ponadto są mało rozczłonkowane i posiadają umiarkowane poziome zróżnicowanie, hydrochemiczne. Wyliczenia wykonane dla jKM (tabl. II) wykazują, że przeciętna zawartość tlenu w wodzie tej części jeziora wynosiła w ciągu okresu badań od 0,14 do 4,4 mg/l  $O_2$ , przy czym minimum występowało w okresie stagnacji zimowej, maksimum zaś w czasie stagnacji letniej. Stosunki tlenowe w letnich okresach nie są stabilne, lecz ulegają znacznym zmianom w czasie doby i z tej przyczyną przyczyny letnie zawartości tlenu są bardzo zróżnicowane (lato 1957 r. — 1,15 mg/l  $O_2$ ). Bardziej trwale stosunki tlenowe panują w okresie cyrkulacji jesiennej, kiedy życiowa działalność organizmów zielonych nie jest tak intensywna, a warunki termiczne i dynamiczne wody ułatwiają znakomicie wyrównywanie się niedoborów tlenowych. Obliczony ogólny zapas tlenu w jKM zimą wynosił około 160 kg i przypuszczalnie w końcu okresu zlodzenia może ulec nawet jeszcze dalszemu obniżeniu. Przy panującej wówczas średniej temperaturze wody 2,3°C i nasyceniu normalnym w tej części jeziora winno być rozpuszczone 15 100 kg  $O_2$ . Największa ilość tlenu występowała latem i wynosiła około 5000 kg  $O_2$ , wobec normalnych w temperaturze średniej 7,6°C 13 200 kg  $O_2$ . Wyliczone średnie natlenienie roczne jKD (tab. III) wynosiło od 5,6 do 9,2 mg/l  $O_2$ . Wykryte obniżenie letnie uważa się za przejściowe i wynika z przyczyny zmian dobowych w nasileniu procesów fotosyntezy. Stałe minimum tlenowe występuje w jKD w okresie zimy i wynosić może nawet poniżej 6,1 mg/l  $O_2$ . Natlenienie maksymalne występuje w okresie jesiennej cyrkulacji i wynosi średnio 9,2 mg/l  $O_2$ , drugie mniejsze ekstremum wystąpiło w czasie wiosennego mieszania się wód i wynosiło 8,1 mg/l  $O_2$ . Całkowity zapas tlenu wyniósł w jKD zimą 16 900 kg, w czasie cyrkulacji jesiennej 25 700 kg i wiosną 22 600 kg. Widoczne się staje, że zimą w jKM nastąpiło zużycie 4400 kg tlenu, natomiast w jKD w tym samym czasie zużycie to wyniosło 10 000 kg, a więc na 1 l wody przypada w jKM zużycie 4,0 mg  $O_2$ , w jKD — 3,6 mg  $O_2$ . Cyfry wymownie świadczą o dużej obniżce tlenu w południowej części jeziora, bardziej zanieczyszczonej sypłwami ściekowymi. Strefa beztlenowa obejmuje w jKM cały hypolimnion i utrzymuje się przez cały rok, natomiast w jKD braki tlenowe występują tylko w warstwie przydennej do 1—2 m miąższości i to tylko w okresach stagnacji.

**S i a r k o w o d ó r.** Na granicy zaniku tlenu rozpoczyna się w jeziorze strefa siarkowodorowa, która obejmowała w jKM znaczną część warstwy skokowej i cały hypolimnion. W okresach stagnacji strefa ta była silnie rozciągnięta ku górze i ulegała znacznemu cofnięciu w czasie pełnej cyrkulacji. Krzywe siarkowodorowe (rys. 9) posiadają początkowo dość regularny przebieg, który w obszarze hypolimnionu staje się kapryśny i powyginany. Ta osobliwość stratyfikacji siarkowodoru może być powodowana pewnymi sporadycznymi,



lub cyklicznymi zmianami w intensywności przebiegu procesów powstawania siarkowodoru, lub też zmianą czynników wpływających na szybkość oddzielania się pęcherzyków tego gazu od podłoża i wysycania nim warstw wodnych. Latem 1957 r. pułap siarkowodorowy docierał do poziomu 2 m, wykazując przy dnie najwyższą zanotowaną w roku koncentrację (6,5 mg/l  $H_2S$ ). W czasie jesiennej cyrkulacji stwierdzono obniżenie pułapu do 9 m. Nie wykluczone, że w dalszym przebiegu jesienno-zimowego krążenia wód nastąpić mogła pewna dalsza jego obniżka. Okres stagnacji zimowej sprzyjał rozwojowi warstwy siarkowodorowej, która ponownie dotarła do głębokości 2 m. Wiosną z braku pełnej cyrkulacji wód nastąpiło nieznaczne obniżenie pułapu siarkowodorowego i na poziomie 3 m utrzymywał się on już przez całe lato, osiągając przy dnie stężenie około 6 mg/l  $H_2S$ . Z wyliczonego bilansu (tab. II) wynika, że ogólna ilość siarkowodoru występująca zimą w jKM wynosiła 433 kg, maksimum zaś wystąpiło latem 1957 r. i wyniosło 2928 kg. Przeliczając te ilości w stosunku do całej masy wody tej części jeziora okazuje się, że średnie stężenie wyniosłoby odpowiednio 0,39 mg/l i 2,6 mg/l  $H_2S$ . Latem 1958 r. również w odniesieniu do siarkowodoru stosunki układały się odmiennie i całkowita jego ilość wynosiła tylko 1667 kg. Znaczna ta różnica w zasobach siarkowodoru obydwu okresów letnich wydaje się następstwem odmiennego układu warunków cieplnych. W 1957 r. hypolimnion, pokrywany się z warstwą siarkowodorową, był ogrzany silniej niż w odpowiednim sezonie 1958 r. W związku z tym musiało wystąpić podwyższenie szybkości przebiegu biochemicznych procesów redukcyjnych prowadzących do powstawania siarkowodoru oraz fizycznych procesów dyfuzji siarczanów do warstw przydennych zubożonych w ten składnik (tab. V). Produkcja bowiem siarkowodoru odbywa się zarówno kosztem rozkładu materii białkowej osadów, redukcji siarczanów oraz siarki elementarnej. Z tej przyczyny zauważa się ze wzrostem siarkowodoru w określonych porach roku wyraźne obniżenie poziomu siarczanów, co wybitnie występuje w strefie przydennej, a więc w miejscu największego nasilenia ich redukcji. Pewna część siarkowodoru ulega utlenieniu na granicy warstwy natlenionej do siarki elementarnej, która opadać może na dno, nagromadzając się w osadach dennych, skąd drogą redukcji do  $H_2S$  część siarki powraca ponownie do warstw wodnych. Jesienne masowe obumieranie planktonu prowadzi do nagromadzenia się na dnie świeżej materii organicznej, w tym i białkowej, której depozyty ulegają w następnych sezonach rozkładowi anaerobowemu z wydzielaniem się siarkowodoru. Podobnie wysoki pułap siarkowodorowy co w jKM wystąpił w grupie jezior Mazurskich tylko w j. Smolaczku (Olszewski i Paschalski 1959). Występowanie siarkowodoru było mniej charakterystyczne dla jKD i strefa jego ograniczała się tylko do maksimum 1 m warstwy przydennej i to jedynie przy długotrwałej stagnacji mas wodnych. Składnik ten w jKD nie był badany przez nas ilościowo ze względu na małe stężenia i nieznaczną grubość warstw z jego obecnością.



D w u t l e n e k w ę g l a występował w wodzie jeziora w różnych stężeniach w zależności od sezonu, pory dnia, głębokości i położenia stanowiska. Warstwy powierzchniowe jKM zawierały wolny dwutlenek węgla tylko jesienią i zimą, a stwierdzone w tych okresach stężenia zawierały się w granicach 6,0—8,5 mg/l CO<sub>2</sub>. Te większe wartości wystąpiły zimą nad głęboczkami. W warstwach przydennych dwutlenek węgla był obecny w przeciągu całego roku i to w niezmiernie dużych ilościach, bo od 60 do 121 mg/l CO<sub>2</sub>, przy czym maksimum wystąpiło latem. W znacznie mniejszych ilościach pojawiał się dwutlenek węgla w wodzie jKD. W powierzchniowej warstwie był obecny również tylko jesienią i zimą. Stężenie jego wynosiło od 3 mg/l do 6,5 mg/l zimą. Przy dnie występował raczej i tu przez cały rok, z tym że największa jego ilość była latem (16,9 mg/l) oraz zimą (12,4 mg/l). Produkcja dwutlenku węgla następuje więc głównie kosztem rozkładu materii organicznej osadów dennych, skąd dyfunduje on do warstw wyżej leżących, gdzie przeważnie asymilowany jest przez rośliny i na powierzchni pojawia się dopiero w okresach silnego zahamowania vegetacji.

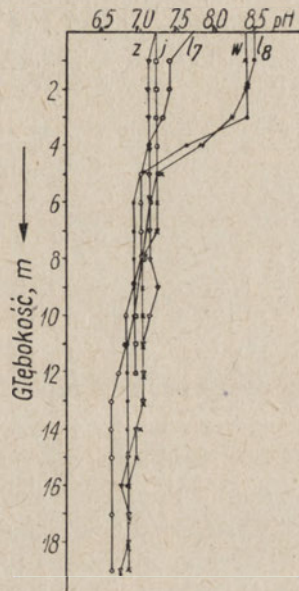
O d c z y n. W zależności od aktualnej równowagi węglanowej i procesów przemiany materii następowały zmiany w odczynie wody jeziora. Pionowe, jak i poziome zróżnicowanie odczynu było mało wyraźne i granica zmian bardzo zatarta, na co musiała wywrzeć swój wpływ duża ruchliwość jonów wodorowych. Jednak odczyn dla całego jeziora wahał się w dość dużym przedziale pH od 6,7 do 8,6. Wyższe pH wykazywały powierzchniowe warstwy wody, szczególnie w miesiącach letnich. Zimą następowało obniżenie do reakcji obojętnej. Latem epilimnion i górna część termokliny jKM posiadały pH w granicach 8,5—7,0. Dolna część metalimnionu i cały hypolimnion wykazywały odczyn lekko kwaśny o pH do 6,6. Jesienią nastąpiło pewne wyrównanie odczynu. Warstwy górne pozostały słabo alkaliczne (pH 7,2), dolne zaś słabo kwaśne o pH nawet nieco poniżej 6,8. Zimą sytuacja nie uległa gruntowniejszej zmianie. pH górnych warstw wynosiło 7,2 do 7,0, w dolnych i przydennych następowało obniżenie do 6,7. Wiosną wystąpiła znowu na powierzchni warstwa alkaliczna (pH 8,4), dolne wykazywały odczyn obojętny, lub słabo kwaśny. Przebieg krzywych pH w przekroju pionowym (rys. 11), wykazuje, że zasadnicze zmiany odczynu wody jKM w przeciągu roku dokonują się tylko w warstwie powierzchniowej, warstwy głębsze nie wykazują wyraźniejszych różnic. Jeszcze bardziej jednostajny był odczyn na jKD. W okresie lata woda tej części jeziora posiadała pH od 8,0 do 8,5, a tylko przy dnie następowało obniżenie do 7,0. W okresie cyrkulacji pH wynosiło na wszystkich poziomach 7,4, zimą zaś 7,0, a przy dnie około 6,9.

S u c h a p o z o s t a ł o ś ć. Jezioro Klasztorne charakteryzuje się bardzo dużą jak dla jezior słodkowodnych ilością substancji rozpuszczonych. Pozostałość po odparowaniu zawierała się przeciętnie w granicach od 220 mg/l do 300 mg/l, a w sporadycznych wypadkach przekraczała tę cyfrę osiągając wartość



skrajną 409,6 mg/l. Według danych Ruttnera (1952) pozostałość po odparowaniu dla jezior bałtyckich wynosi przeciętnie 200—400 mg/l. Na jKM, gdzie wskaźnik ten przybierał na ogół wyższe wartości, górne warstwy wody zawierały 228—360 mg/l części rozpuszczonych. Podwyższone ilości występowały w rejonie stanowiska II, a więc w pobliżu ujścia ścieków komunalnych, oraz w czasie jesiennej cyrkulacji w pobliżu głęboczka. Warstwy przydenne wykazywały zwiększone ilości materii rozpuszczonej, której stężenie wahało się od 329,6 mg/l do 409,6 mg/l. Ilości najwyższe występowały w okresie zimowym. Zjawisko to może znaleźć wytłumaczenie jako wynik oddziaływania

Rys. 11. Serie pionowe zmian odczynu z jKM  
z — zima, j — jesień, l, — lato 1957 r., l<sub>2</sub> — lato 1958 r., w — wiosna



dna, a szczególnie rozkładu osadów dennych, na stykające się z nim warstwy wody (Alsterberg 1930). Nasileniu bowiem procesów biochemicznych rozkładu osadów sprzyja nagromadzenie świeżego detritusu, które ma miejsce w końcu okresu jesiennego i początku zimy, oraz utrzymująca się ciepłota warstw dennych (Birge, Juday i Märch 1928). Obciążone wody stykowe oraz posiadające wyższy ciężar właściwy strumienie dopływów ściekowych spływają po pochyłościach dna i gromadząc się w głęboczkach stwarzają trwałe uwarstwienie lytonu. Utrzymaniu i rozwojowi takiej stratyfikacji sprzyjają warunki panującej w tym okresie stagnacji mas wodnych. Cyrkulacja jesienna doprowadziła do zniszczenia tego chemicznego uwarstwienia, powodując wyrównanie zawartości lytonu w powierzchniowych (345,6 mg/l) i przydennych (355,2 mg/l) warstwach wody. Woda jKD była uboższa w substancje rozpuszczone. Powierzchniowe warstwy zawierały 201—298 mg/l części rozpuszczonych, z czego najwyższe wartości występowały jesienią na stanowisku VI.



Pomimo małej stosunkowo głębokości tej partii jeziora przydenne warstwy wody posiadały dla tego składnika skłonność zwyżkową, chociaż nie zawsze dostatecznie wyraźnie zaznaczoną. Analizując cyfry dotyczące stężeń substancji rozpuszczonych można dostrzec wyraźną tendencję wzrostu tych składników w okresach jesiennych oraz pewne podwyższenie w rejonach przyległych do punktów dopływów ścieków. Ścisłej prawidłowości w dynamice rozprzestrzeniania się tego wskaźnika nie udało się stwierdzić, gdyż ilościowe i jakościowe zmiany w dopływie sztucznych zanieczyszczeń oraz zmiany w układzie warunków atmosferycznych powodują ustawiczną zmienność kierunków rozprzestrzeniania się zanieczyszczenia.

Udział materii organicznej w substancji rozpuszczonej określony na podstawie części lotnych osiągnął w górnych warstwach wody latem w jKM 40—50 %, zaś w jKD 46—54 %. W dolnych warstwach zwyżka następowała na jKM jesienią 49 %, na jKD raczej latem i wiosną 47—54 %. Zimą zawartość materii organicznej w wodzie ulegała przeważnie zmniejszeniu i zawierała się w granicach 34—39 %. Zasobniejsze w ten składnik były wody jKD, chociaż w pobliżu st. II na jKM stwierdzono nawet występowanie 52 %.

Zawiesiny w powierzchniowych warstwach wody występowały w granicach 4,8—28,8 mg/l z wyższymi wartościami latem i jesienią. Minimum pojawiło się w miesiącach zimowych, kiedy procesom sedymentacji sprzyja długotrwały okres zimowej stagnacji, połączony z wybitnym zahamowaniem zjawisk biotycznych. W przydennych warstwach wody obserwowano z reguły podwyższoną ilość zawiesiny, co znalazło odbicie również we wzroście wskaźnika mętności. Ilość zawiesiny wynosiła 9,2—38,8 mg/l, przy czym wyższe wartości występowały w głęboczku jKM. Poziomy układ stężenia zawiesiny, jak i do pewnego stopnia jej rozmieszczenie pionowe nie jest regularne, a występujący układ trudno uważać za zjawisko dostatecznie stabilne. Decydującymi w tym względzie są czynniki meteorologiczne, głównie siła i kierunek wiatru oraz fluktuacje w dopływie do jeziora zanieczyszczeń ściekowych. Powstające prądy lokalne i kompensacyjne powodować mogą nagromadzenie się zawiesiny w określonych partiach przybrzeżnych w zależności od aktualnego stanu warunków.

Pod względem składu chemicznego mineralnej części substancji rozpuszczonej wodę jeziora Klasztornego określić należy jako węglanowo-chlorkową. Głównymi składnikami jonowymi roztworu są kationy  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$  oraz aniony  $\text{HCO}_3^{-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^{-}$ . Przeciętnie dla całego jeziora stosunek % miligramorównoważników wyszczególnionych kationów przedstawia się jak 51 : 14 : 35, wzajemny zaś udział anionów wynosi odpowiednio jak 69 : 8 : 23.

Wapń występował w granicach stężeń 34,8—53,7 mg/l Ca. Zasobniejsze w ten składnik było jKM. Z zebranych wyników widoczne jest obniżanie się stężenia tego jonu w powierzchniowych warstwach wody, a nagromadzenie się



go w warstwach przydennych. Wiązać to należy z biologicznym odwapnianiem strefy trofogenicznej i wzrostem agresywności w warstwach przydennych. Porównując zmiany sezonowe stężeń wapnia, dwutlenku węgla i pH widać wyraźnie występującą między nimi współzależność. Maksymalne stężenie wapnia, występujące przy jednoczesnej obfitości wolnego dwutlenku węgla i odczynie przesuniętym w kierunku kwaśnym, znajdowało warunki sprzyjające w czasie stagnacji zimowej. W cieplejszych porach roku, szczególnie w okresie stagnacji letniej, następował zanik w górnych warstwach wody dwutlenku węgla oraz wzrost pH nawet powyżej 8,2. Równocześnie w tychże warstwach wystąpił spadek stężenia wapnia, którego stosunkowo nieznaczna część zużywana jest w procesach biologicznych, gros zaś ulega wytrąceniu i opada pod postacią węglanu wapnia. W zależności od agresywności napotykaných warstw wody następować może ponowne jego rozpuszczenie, lub osadzanie się na dnie. Odkładające się osady nie utrzymują tego składnika w trwałym depozycie, lecz dalej zasilają wodę w wapń zwracając go częściowo do obiegu. Zjawisko biologicznego odwapniania wód jeziornych opisał w swoim czasie M i n d e r (1922) i potem wielokrotnie zostało potwierdzone. Zebrane przez nas materiały nie pozwalają na ujęcie dynamiki odwapniania jeziora w ramy ścisłych wyliczeń liczbowych, gdyż i czasokres badań był za krótki dla uchwycenia tego bilansu. Wydaje się jednak, że w aktualnej sytuacji zmiany zawartości wapnia dokonują się tylko w obrębie odwracalnych zjawisk sezonowych. Ogólny roczny bilans wapnia w j. Klasztorne pozostaje raczej stały, co najwyżej ulegać może pewnejwyżce wraz z podnoszeniem się stopnia mineralizacji wody. Na dodatnie kształtowanie się bilansu wapnia mają wpływ następujące okoliczności: zasilanie w ten składnik przez wody dopływających strumyków, dopływ twardych wód gruntowych, dopływ wapnia ze ściekami i spływami z nawożonych użytków rolnych oraz ponowna aktywacja wapnia z osadów jeziornych. Utrzymujący się w ciągu roku trwały podział wód na dwie strefy, górną alkaliczną i dolną kwaśną, widoczny na głęboczku jKM, sprzyja odwapnianiu warstwy pierwszej i nagromadzeniu się tego jonu w strefie drugiej. Taka stabilność układu powoduje utrzymywanie się wyraźnej stratyfikacji wapnia w natężeniu rzadko spotykanym w jeziorach słodkowodnych.

M a g n e z występował w podobnym do wapnia układzie i prawie analogiczna była jego dynamika przemian. Stężenia jego były jednak znacznie mniejsze i zawierały się w przedziale 2,8—11,1 mg/l Mg. Zasobniejsze w ten składnik okazało się znowu jKM. W kierunku ku północy następowało stopniowe obniżanie się zawartości jonu magnezowego.

T w a r d o ść. Pod względem twardości wodę j. Klasztorne określić można jako prawie twardą. Zmiany twardości następowały w dość wąskim przedziale 6,0—8,2°N, a tylko przy dnie w jKM występowały wartości bardziej podwyższone sięgające nawet do 10°N. Twardość węglanowa pozostawała



prawie równa twardości ogólnej. Charakterystyczne dla jKM było regularne występowanie wyższych, w porównaniu z twardością ogólną, zasadowości, co wskazywałoby na obecność w wodzie kwaśnych węglanów i węglanów metali alkalicznych, obok odpowiednich soli wapnia i magnezu.

M a n g a n nie przekraczał w warstwach powierzchniowych stężenia 0,14 mg/l Mn, przy dnie zaś jego ilości dochodziły do 2,3 mg/l. Znacznie uboższe w ten składnik było jKM, chociaż stężenia w nim występujące były bardzo zróżnicowane.

Ż e l a z o w górnych warstwach wody było obecne w granicach stężeń 0,04—0,20 mg/l Fe. Najczęściej występujące stężenie było zbliżone jednak do 0,04 mg/l. W okresach stagnacji zawartość żelaza wzrastała wraz z głębokością i dochodziła nawet do 1,28 mg/l. Stężenie zarówno żelaza jak i manganu w wodzie pozostaje w ścisłym związku z ilością tlenu i dwutlenku węgla. W czasie stagnacji w pozbawionym tlenu i zasobnym w dwutlenek węgla hypolimnionie jKM stężenie żelaza było ponad trzydziestokrotnie większe niż w warstwach powierzchniowych jeziora. Letnie wzbogacenie się warstw głębinowych w ten składnik następuje kosztem epilimnionu, gdzie w rezultacie podwyższonego pH i obecności tlenu następuje wytrącanie się trudnorozpuszczalnego wodorotlenku żelazowego. Opadająca na dno suspensja tego związku napotyka po drodze warstwy beztlenowe o dość silnie wyrażonych własnościach redukcyjnych. Tu więc następuje redukcja jonów żelazowych do żelazawych i ponowne przejście żelaza do roztworu. Reakcja posiada optymalne warunki przebiegu, czemu sprzyja pH około 6,5 i obecność redukcyjnych substancji organicznych, które stymulują ten proces nawet jeszcze w przedziale odczynu alkalicznego do pH 7,5. Działalność organizmów na granicy obecności tlenu powodować może również pewne wzmocnienie stratyfikacji żelaza. Nie bez znaczenia dla bilansu żelaza pozostają zasoby tego elementu zawarte w osadzie jeziornym, który przekazywać może część żelaza ponownie do warstw wodnych. Ten proces stanowi główne źródło zimowego zaopatrzenia mas wodnych w żelazo. Wszystkie te procesy powodują stopniowe wzbogacenie się wód przydennych w jony żelazawe, których nadmiar wytrącany jest przez siarkowodór pod postacią siarczków, pozostając w roztworze w ilościach odpowiadających aktualnym warunkom równowagi. Obserwowany przez nas czarniawy odcień próbek wody pobieranych z warstw głębinowych przypisywać należy obecności koloidalnego siarczku żelazawego. Pokrewne zjawiska występowania intensywnego zabarwienia wód głębinowych obserwował również O l s z e w s k i na j. Rożnowskim (1953) i j. Słupek (1959). Zachowanie się manganu jest w wielu przypadkach podobne do żelaza, z tą jednak różnicą, że jest on łatwiej redukowany niż utleniany. Siarczek manganawy nie wytrąca się przy najczęściej spotykanych wartościach pH. Duże znaczenie dla obiegu materii w jeziorach posiada silna



tendencja tworzenia przez nierozpuszczalne wodorotlenki żelaza i manganu soli o wybitnych własnościach absorbcyjnych, a sama rola tych koloidów jest równie zagmatwana co i ważna.

**A m o n i a k.** Ilość azotu związanego pod postacią soli amonowych była wysoka i w warstwach powierzchniowych zawierała się w granicach 0,04—2,4 mg/l  $N_2$ . Obniżenie tego składnika następowało przeważnie w ciepłych miesiącach, a wydatny wzrost zimą. Na uwagę zasługuje fakt, że latem 1958 r. azotu amonowego stwierdzono znacznie mniej niż w analogicznym miesiącu roku 1957. Prawdopodobnie było to następstwem znacznie intensywniejszego rozwoju w tamtym okresie planktonu roślinnego. Znaczne nagromadzenie się amoniaku stwierdzano w warstwach przydennych. W czasie lata i jesieni przy dnie jKM stężenie amoniaku wynosiło nawet 20,0 mg/l  $N_2$ . Bez wątplenia wzbogacanie się w amoniak wód hypolimnionu powodowane jest rozkładem dennych osadów organicznych, charakteru białkowego, któremu to procesowi sprzyjają warunki anaerobowe, hamujące jednocześnie procesy nityfikacyjne. Generalnie da się zauważyć, iż południowa część jKM jest zasobniejsza w azot amonowy, co świadczyłoby o nasileniu oddziaływania w tym rejonie czynników zanieczyszczających.

**A z o t a n y** występowały w granicach stężeń 0,03—0,50 mg/l  $N_2$ . Maksima stwierdzono zimą, minima latem przy czym wiązały się one z nasileniem rozwoju roślinności. W warstwach głębinowych latem ilość azotanów była większa niż w warstwach górnych, zimą — mniejsza.

**A z o t y n y** obecne były w wodzie jeziora Klasztornego w ilościach od 0,003 do 0,15 mg/l  $N_2$ . Znaczne wahania sezonowe tego składnika z silnym obniżeniem w okresie zakwitów wskazują, że fitoplankton chętnie korzysta z tej formy azotowych połączeń. Zasobniejsze w azotyny jest jKM i to głównie zimą w warstwach powierzchniowych. Przy dnie azotyny występowały w ilościach mniejszych: w jKM 0,005—0,01 mg/l  $N_2$ , w jKD 0,005—0,02 mg/l  $N_2$ .

**A z o t o g ó l n y.** Ilość azotu ogólnego w powierzchniowych warstwach wody zawierała się w przedziale 1,23—4,9 mg/l  $N_2$ , z tym że obfite nagromadzenie występowało w jKM i stopniowo malało w kierunku północnym. W przydennych warstwach wody azotu ogólnego stwierdzono znacznie więcej, szczególnie w jKM, gdzie w okresach jesiennym i zimowym wystąpiła najwyższa ilość — 42,0 mg/l  $N_2$ . Obfitość związków azotu w wodzie j. Klasztornego oraz dynamika ich przemian posiada niewątpliwie poważny wpływ na formowanie się cech środowiska wodnego. Źródłem związków amonowych są procesy rozkładu dennej materii organicznej, powstałej z obumarłych organizmów i napływających do jeziora składników ściekowych. Rozkład materii białkowej zachodzi drogą biologicznych procesów amonifikacyjnych w redukcyjnej strefie przydennej. Intensywność tych przemian zależna jest od temperatury i to



w kierunku dodatnim. Okoliczność ta jest prawdopodobnie przyczyną wzbogacania się latem wód jKD w ten składnik, kiedy to procesy produkcji amoniaku górują widocznie nad jego zużywaniem. W jKM, gdzie warunki termiczne głębi zbliżone są do stenotermii, maksima występują zimą i uwarunkowane są raczej sezonowym spadkiem jego zużycia. Amoniak przenikając do zasobnych w tlen warstw wody, co ma miejsce szczególnie w okresach cyrkulacji, ulega utlenieniu w biologicznych procesach nityfikacji przechodząc w azotyny i azotany. Ostatnie są intensywnie zużywane przez plankton roślinny i z tej przyczyny w okresie zakwitów poziom ich spada do minimum rocznego. Dodatkowe straty azotanów mają miejsce w warstwach beztlenowych. W rezultacie procesów denityfikacyjnych azotany są redukowane do azotu elementarnego, uważa się jednak, że ubytek ten jest w pełni kompensowany odwrotnym procesem biologicznym — wiązaniem azotu z atmosfery (K u z n i e c o w 1952).

**Fosforany.** Zawartość fosforanów w wodzie jeziora była znaczna i w warstwach górnych utrzymywała się w granicach 0,20—1,5 mg/l P. Największe stężenia występowały w jKM w okresie zimowym, szczególnie wysokie w głębszych warstwach i przy dnie, gdzie osiągały wartość 8 mg/l P. Prawidłowości w rozmieszczeniu poziomym tego składnika nie udało się nam zaobserwować.

**Kwaśne węglany** występowały w koncentracjach od 128 mg/l do 189 mg/l  $\text{HCO}_3^-$  w warstwach górnych i do 360 mg/l  $\text{HCO}_3^-$  przy dnie. Bardziej zasobne były w ten składnik wody jKM. Poziom kwaśnych węglanów ulegał w ciągu roku wyraźnym zmianom sezonowym, wykazującym maksima stężeń zimą i spadek po okresie wiosennej homotermii oraz latem. Przyczyną tego może być wyczerpywanie rezerwy wolnego dwutlenku węgla w okresach nasilenia fotosyntezy, co prowadzić może do przesunięcia równowagi węglanowej w stronę powstawania węglanów. Ilość ostatniego składnika zazwyczaj nie przekracza jednak kilku mg/l i nagromadzenie jego nie wykracza zwykle poza granice skoku termicznego. Następstwem tego jest zmniejszanie się przy powierzchni wody zawartości kwaśnych węglanów. Schemat ten nie wyjaśnia jednak całkowicie tak znacznych różnic w pionowym rozmieszczeniu tego składnika, jakie mają miejsce w jKM, li tylko następstwem procesów biologicznego odwapniania wody, których konsekwencją jest osadzanie się węglanów pod postacią słabo rozpuszczalnych soli wapniowych. Postępujące od dna wysycanie wody dwutlenkiem węgla zwiększa jej agresywność w stosunku do osadów węglanowych. Sprzyja to ponownemu tworzeniu się kwaśnych węglanów, które następnie z prądami konwekcyjnymi, lub dyfuzją wracają do obiegu materii rozpuszczonej. Pewien wpływ na zwiększanie przy dnie stężenia kwaśnych węglanów posiadać może prawdopodobny dopływ wód gruntowych zasobnych w ten składnik.



**Chlorki.** Ilość chlorków w wodzie jeziora wynosiła 27,2—47,4 mg/l Cl'. Znacznie zasobniejsze okazało się w ten składnik jKM, gdzie ilość ta wynosiła od 32,0 mg/l Cl' do 47,4 mg/l Cl'. W okresach stagnacji występowała w jKM wyraźna stratyfikacja tego składnika, a różnice w stężeniach dochodziły nawet do 21,2 mg/l Cl'. Powstawania stratyfikacji chlorków nie zanotowano w jKD. Na całym jeziorze maksima roczne występowały w czasie stagnacji zimowej, przy czym jaskrawiej to zjawisko występowało w jKM. Pewne podwyższenie chlorków stwierdzono w obrębie stanowisk IV i V na jKD, co bez wątpienia powodowane jest oddziaływaniem ścieków dopływających w tym rejonie. Takie samo zresztą pochodzenie zdają się mieć nadzwyczaj duże ilości chlorków występujące w jeziorze Klasztorne.

**Siarczany.** Występowanie siarczanów było bardzo znamienne dla jeziora i związane z dużą labilnością tego składnika w odniesieniu do stanowiska, głębokości i pory roku. Siarczany występowały w jKM w ilościach 2,3—17,5 mg/l SO<sub>4</sub>'', a więc zawartość ich była bardzo zróżnicowana. Bardziej jednolity pod tym względem był skład wody jKD, jednak i tu rozpiętość była znaczna — 3,9—19,0 mg/l. Wyraźne maksima tego składnika występowały zimą, natomiast w okresie letnim miało miejsce wydatne zmniejszenie, przekształcające się nawet w wyraźne minimum roczne. W profundału jednej jak i drugiej części jeziora występował gwałtowny zanik siarczanów. Wyniki pozwalają stwierdzić istnienie kierunkowej zwyżki siarczanów od jKM do jKD, to znaczy z południa na północ. Układ stężeń siarczanów w zestawieniu z kształtowaniem się zawartości siarkowodoru i tlenu wskazywałby, że obserwowany zanik siarczanów jest ogniwem intensywnego metabolizmu związków siarkowych zachodzącego w jeziorze. W pozbawionych tlenu głębinowych i przydennych warstwach wody, a więc w warunkach anaerobowych i środowisku kwaśnym, odbywa się biochemiczna redukcja siarczanów do siarkowodoru. Dodatkowym źródłem ostatniego związku są anaerobowe procesy rozkładu materii organicznej osadów dennych. Duże nagromadzenie siarkowodoru oraz jednoczesny ostry spadek siarczanów występujący w określonych warstwach w jKM jest możliwy tylko przy szczególnie trwałym układzie hypolimnionu oraz stałych i długotrwałych w nim warunkach beztlenowych. Podobne zjawisko znacznego ubytku siarczanów w pozbawionym tlenu hypolimnionie zanotował Mortimer (1941) w jeziorze Esthwaite Water w północnej Anglii uważając to za następstwo redukcji siarczanów do siarkowodoru i wysuwając twierdzenie, że większość siarkowodoru w wodzie jeziora powstaje właśnie tą drogą, a nie z rozpadu substancji białkowych.

**Związki organiczne.** O udziale materii organicznej w formowaniu się składu wód j. Klasztornego sędzić można na podstawie pięciu zasadniczych składników: BZT<sub>5</sub>, części lotnych, utlenialności, barwy i azotu organicznego. Powierzchniowe warstwy wody wykazywały bardzo zróżnicowane BZT<sub>5</sub>,



które wynosiło od 1,1 do 14,3 mg/l O<sub>2</sub>. Wyższe wartości występowały w okresie letnim. Zimą BZT<sub>5</sub> w jKM nie przekraczało 3,6 mg/l O<sub>2</sub>, a w jKD — 2,1 mg/l O<sub>2</sub>. Warstwy profundalne wyróżniały się wyższymi wartościami, które wykazując latem maksimum osiągały w jKM 42,0 mg/l O<sub>2</sub>. Utlenialność wody jKM była bardziej wyrównana i na ogół średniowysoka 9,9—16,9 mg/l O<sub>2</sub>. Podwyższenie występowało w miesiącach letnich i szczególnie w południowej części jeziora. W jKM utlenialność wahała się 12,1 mg/l — 16,9 mg/l O<sub>2</sub>. Przydenne warstwy wody, szczególnie jKM, posiadały utlenialność znacznie podwyższoną, która osiągała maksimum 22,4 mg/l O<sub>2</sub> w miesiącach zimowych. Jakkolwiek BZT<sub>5</sub> i utlenialność są wskaźnikami oceny ilościowej materii organicznej zawartej w wodzie, to jednak z racji indywidualnej specyfiki tych konwencjonalnych prób wyniki nie są jednoznaczne, lecz pozwalają wnioskować o pewnym zróżnicowaniu jakościowym tej materii. Stosunek liczbowy BZT<sub>5</sub> do utlenialności jest w tej mierze bardzo znamieny. Kształtował się on odmiennie dla mas wód powierzchniowych i przydennych. W pierwszym przypadku stosunek ten pozostawał poniżej jedności, w drugim zaś był większy od tej cyfry. Układ taki świadczyłby, że w materii organicznej zawartej w warstwach powierzchniowych wód jeziora przeważa udział substancji trwałych, typu związków humusowych, w warstwach przydennych zaś na pierwsze miejsce wysuwa się udział świeżej łatworozkładalnej materii organicznej pochodzenia detritalnego i ściekowego (S k o p i n c e w 1949, N o w o b r a n c e w 1957). Ogólnie nietrudno zauważyć narastanie wskaźników organicznego zanieczyszczenia w południowej części jKM i malenie w kierunku północnym. W pobliżu, lub bezpośrednio poniżej ognisk zanieczyszczenia ujawniają się ponownie tendencje wzrostowe.

#### Skład chemiczny wód wpływających do jeziora

Przechodząc do omówienia hydrochemicznej charakterystyki dopływów związanych z j. Klasztornym zauważyć należy, że dadzą się one podzielić na dwie grupy, z których jedne prowadzą wody o składzie naturalnym, drugie zaś zawierają zanieczyszczenia pochodzenia ściekowego. Strugi leśne wpadające do jK (st. IX, XII, XIII, XIV) są wolne od sztucznych zanieczyszczeń, posiadają średni stopień mineralizacji jak dla wód powierzchniowych pomorskiego regionu, twardość i natlenienie niewysokie. Zawartość substancji organicznych łatwo biologicznie rozkładalnych była znaczna i wahała się w granicach BZT<sub>5</sub> 0,60—3,1 mg/l O<sub>2</sub>. Sądząc z utlenialności, która zawierała się w przedziale 9,3—30,1 mg/l, zawartość trwałej materii organicznej była wysoka, stosunek BZT<sub>5</sub> do utlenialności wyrażał się liczbą ułamkową mniejszą od jedności. Świadczyłyby to, że w rozpuszczonej materii organicznej dominują substancje trudnorozkładalne drogą naturalnych procesów biochemicznych. Wysoka przy tym barwa 50—160 mg/l Pt i obecność znacznych ilości żelaza



świadczyłaby, że wody tych dopływów były zasobne w substancje humusowe. Związki azotu występowały przeważnie w formie połączeń nieorganicznych jako azotany i sole amonowe. Zawartość materii białkowej, jak wskazuje ilość azotu organicznego, była niska. Stwierdzić natomiast ogólnie można, że wody tych strug były zasobne w elementy biogeniczne. W tym względzie wyróżniającą się była struga leśna 5 (st. XII) ze względu na wyjątkowe bogactwo fosforanów i azotu amonowego. Należy przypuszczać, że składniki te zostały wypłukane z nawożonych użytków rolnych zlewni, lub stanowią pozostałość po zmineralizowaniu zanieczyszczeń ściekowych. Również struga 4 (st. XIV) była dość szczególna ze względu na układ spektrów chemicznych i termikę, która może być następstwem bardziej nizinnego charakteru potoku. Rowem melioracyjnym (st. VIII) płynie do jKM woda o podwyższonym stopniu mineralizacji i znacznej zawartości materii organicznej, w której zaznacza się mocna przewaga substancji łatwo rozkładalnych, a wysoka zawartość azotu organicznego wskazywałaby na obecność dużych ilości substancji białkowych. Występujący w okresie letnim odczyn alkaliczny wody i dobre natlenienie wskazywałyby na przeważającą domieszkę wód epilimnionu z j. Karczemnego. Ogólnie wodę dopływającą tym rowem ocenić można jako żyzną i w znacznym stopniu obciążoną nierozłożoną materią ściekową. Sezonowe zmiany natężenia dopływu wody z j. Karczemnego oraz fluktuacja w ilości i jakości ścieków dopływających do tego rowu powodować mogą dużą zmienność okresową stężenia transportowanych do jKM zanieczyszczeń, ich ładunku oraz wpływu na odbiornik. Poszczególne dopływy posiadają indywidualny układ mineralnych składników rozpuszczonych. Ścieki spływające bezpośrednio do j. Klasztorne (st. X, XI) wykazywały intensywny specyficzny zapach ścieków przed stadium zagniwania, były bogate w łatworozkładalną materię organiczną, zarówno rozpuszczoną, jak i pod postacią zawiesiny. Ścieki te posiadały poza tym silną skłonność do zagniwania i kwaśnej fermentacji. Ścieki dopływające do jKM (st. X) były spływami bytowymi i posiadały odczyn alkaliczny w granicach pH 7,7—8,1, znaczne jak na ścieki natlenienie (21—49%), które spowodowane było kaskadowym ujściem i ich świeżością. BZT<sub>5</sub> tych ścieków wynosiło od 62 do 410 mg/l O<sub>2</sub>. W materii organicznej poważny udział przypadł na substancje białkowe. Ładunek zanieczyszczenia odprowadzany do jKM równoważny był 3000 mieszkańcom, czyli wynosił na dobę 162 kg BZT<sub>5</sub>. W obliczeniu tym nie uwzględniono jednak z braku ścisłych danych pokąźnego obciążenia wnoszonego z wodami j. Karczemnego, zanieczyszczanego inną częścią ścieków miejskich. Ścieki spływające do jKD (st. XI) obok spływów gospodarczo-bytowych prowadzą znaczną domieszkę ścieków przemysłowych z mleczarni i zakładów mięsnych. Odczyn tych ścieków był kwaśny, a pH obniżało się nawet do 6,5, duży deficyt tlenowy pogłębiał się szczególnie w ciepłych porach roku. BZT<sub>5</sub> wskazywało na dużą falowość w spływie ładunku zanieczyszczeń i występowało w granicach 82—1150 mg/l O<sub>2</sub>.



Stężenia zbliżone do wyższej wartości występowały najczęściej. Ścieki te więc były bardziej stężone od dopływających do jKM i znajdowały się w dalej posuniętej fazie gnilnego rozkładu. Ogólny ładunek zanieczyszczenia odprowadzanego do jKD z tymi ściekami, obliczony analitycznie na podstawie współczynników *I m h o f f a* (1957), był równoważny 9900 mieszkańcom. W przeliczeniu na BZT<sub>5</sub> i dobę wyniesie to 531 kg O<sub>2</sub>. Nie uwzględniano tu również ładunku zanieczyszczeń wnoszonych z jKM i z wodami strug leśnych. Obydwa ścieki zasobne są poza tym w składniki mineralne, z których na pierwsze miejsce wysuwały się: Ca, Mg, Cl', HCO<sub>3</sub>', SO<sub>4</sub>'. Biogeniczne elementy reprezentowane były obficie, szczególnie sole amonowe i fosforany. Zauważyć należy, że temperatura dopływów ściekowych była zawsze niższa (poza okresem zimy) od ciepłoty warstw powierzchniowych wody jeziora, a nawet całego epilimnionu. Moment ten posiada wagę szczególną dla dynamiki rozprzestrzeniania się zanieczyszczenia w jeziorze i przebiegu procesów samooczyszczania, bowiem wpływając na dalsze podwyższenie ciężaru właściwego wód ściekowych ułatwia spływanie ich po pochyłościach dna do głębozczków i gromadzenie się ich przy dnie. Wyższy ciężar właściwy ścieków jest uwarunkowany wysokim stopniem ich mineralizacji. Wysoki ładunek zanieczyszczeń odprowadzanych do jeziora Klasztornego oraz nadmierne użyźnianie jego wód znacznie przekracza naturalną zdolność zbiornika do samooczyszczania się. Stan ten przyczynia się do coraz większej eutrofizacji jego wód, zmienia naturalne dla tego jeziora warunki ekologiczne i wydatnie przyspiesza tempo jego starzenia się.

### Uwagi końcowe

Jezioro Klasztorne składa się z dwóch wyraźnie wykształconych i odrębnych plos, które pomimo łączności i powiązania genetycznego wykazują zdecydowane różnice zarówno w ukształtowaniu misy jeziornej, dynamice mas wodnych, jak i układzie stosunków zanieczyszczeniowych i hydrochemicznych.

Stosunkowo głębokie ploso południowe (jKM) z przyczyny zaciszności położenia i rzeźby dna posiada niezmiernie stabilny układ termiczny, wykazujący cechy meromiktyczne. Przeciwnieństwem pewnym jest ploso północne (jKD), które wykazuje własności holomiktyczne lub nawet polimiktyczne.

Jezioro jest bezpośrednim odbiornikiem części ścieków komunalnych m. Kartuz. Inna część ścieków uchodząc do j. Karczemnego wywiera pośredni wpływ na czystość j. Klasztornego.

Odprowadzane ścieki są praktycznie w stanie surowym. Posiadając ciężar właściwy większy od ciężaru wód jeziora utrzymują się w dolnych warstwach wody i wypełniają zagłębienia dna, przyczyniając się jednocześnie do wzrostu stratyfikacji chemicznej. W ten sposób główna masa ładunku zanieczyszczeń ściekowych stopniowo przesuwana się po pochyłościach dna do głębozczków,



wypełniając je stwarzają tam główne ogniska procesów gnilnych. Pływające frakcje ściekowe rozprzestrzeniać się mogą po całej powierzchni jeziora, a ich doraźne nagromadzenie się w określonych miejscach zależne jest od aktualnego kierunku i siły wiatru.

Stan zanieczyszczenia jeziora określić można jako bardzo silny, a w południowej części jako katastrofalny. Ujemne zjawiska rozwinęły się częściowo w wyniku bezpośredniego działania ścieków na wodę jeziora oraz jako skutek zanieczyszczenia wtórnego, powstającego na bazie nadmiernego wzrostu trofizmu jeziora. Obfity i stały dopływ ze ściekami i spływami z użytków rolnych substancji użyźniających, głównie połączeń azotu, fosforu i potasu, powoduje bujny rozwój planktonu roślinnego, który już w okresie wegetacyjnym przyczynia się do powstawania zaburzeń tlenowych, a przy jesiennym obumieraniu wzbogaca dno jeziora w detritus organiczny. Zanieczyszczenia więc poza skutkami doraźnymi prowadzą do intensywnego odkładania się zasobnych w materię organiczną osadów dennych, które powodują niezmiernie trwałą degenerację jeziora.

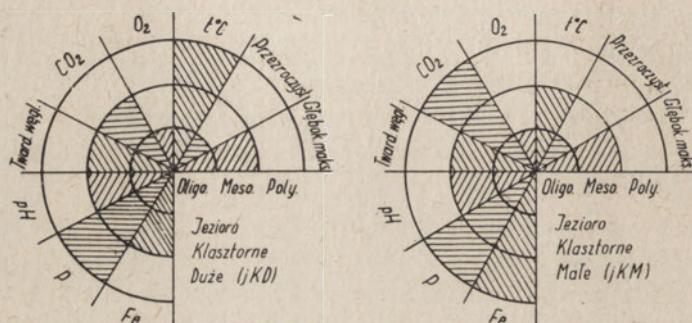
W obu częściach jeziora jest różna dynamika rozchodzenia się i przemiany zanieczyszczeń, co pozostaje w ścisłym związku z właściwymi dla tych części warunkami naturalnymi. Pod wpływem też tych czynników kształtują się specyficzne cechy składu chemicznego wód, przebieg procesów zanieczyszczeniowych i zjawisk biologicznych.

Charakterystyczna dla jKM jest wielka trwałość układu warstwowego mas wodnych, pociągająca za sobą stabilność hypolimnionu i warunków anaerobowych w nim panujących. Czynniki te przy równocześnie występującej niskiej temperaturze nie sprzyjają szybkiej mineralizacji osadów dennych, powodując ustawiczny wzrost ich depozytu. Warstwa natleniona ogranicza się do cienkiego epilimnionu, poniżej którego rozciąga się strefa beztlenowa z narastającym stężeniem siarkowodoru. W hypolimnionie stężenie siarkowodoru przekracza granice toksyczności tego związku dla większości organizmów wodnych, a koncentracja dwutlenku węgla oscyluje na granicy już stężeń szkodliwych, która według *L i e b m a n n a* (1958) wynosi 120 mg/l  $\text{CO}_2$ . Procesy rozkładu materii organicznej osadów przebiegają w warunkach beztlenowych drogą gnicia i fermentacji kwaśnej. Siarkowódor powstaje jako produkt nie tylko gnilnego rozkładu substancji białkowych, lecz również jako wynik biologicznej redukcji siarczanów. Temu ostatniemu procesowi towarzyszy dotkliwy spadek stężeń siarczanów. Stabilność układu warstwowego i dynamika zanieczyszczeń prowadzą do charakterystycznej stratyfikacji chemicznej o rzadko spotykanym w jeziorach słodkowodnych natężeniu.

Południowa część j. Klasztornego (jKM) wykazuje cechy skrajnej eutrofii, rozwinętej na gruncie zanieczyszczeń ściekowych. Dotkliwy niedosyt tlenu nawet w warstwach powierzchniowych, przy całkowitym już jego zaniku



w metalimnionie i pojawieniu się czynników toksycznych, dyskwalifikuje wartość rybacką obiektu. Nieco lepiej układają się warunki w północnej części jeziora (jKD), gdzie nie dochodzi do tak skrajnych braków tlenowych pomimo typowej i równie skrajnej eutrofii. Nie zachodzi tu co prawda polepszenie stanu czystości, gdyż obciążenie zanieczyszczeniami jest równie poważne, a pozytywny bilans tlenowy utrzymywany jest dzięki okolicznościom naturalnym sprzyjającym łatwiejszemu uzupełnianiu niedoborów tlenowych. Pewne polepszenie czystości wód występuje jedynie w północno-zachodniej zatoczce jKD i uwarunkowane jest dopływem w tym rejonie niezanieczyszczonych sztucznie wód strugi polnej.



Rys. 12. Diagramy spektrów hydrochemicznych jKM i jKD

Za zaliczeniem j. Klasztorne do typu jezior eutroficznych przemawia również układ spektrów hydrochemicznych zastosowanych przez Stangenberga (1936) przy typologii jezior Suwalszczyzny. Diagram wykonany według zasad tego autora (rys. 12) wykazuje silniejsze występowanie cech eutroficznych w jKM niż w jKD. Układ pH występujący na j. Klasztorne według klasyfikacji Y o s h i m u r y (1931) opartej na wielkości pH jest również charakterystyczny jak dla jezior eutroficznych.

Warstwa trofogeniczna jeziora, do której wliczyć należy również część metalimnionu, nie przekracza na ogół głębokości 5 m. Porównując objętość tych warstw obydwu części jeziora okazuje się, że w jKM stanowi ona około 1/2 objętości masy, a w jKD 6/7. Pozostała część masy wodnej przypada na warstwę trofolityczną. Stosunki te są więc krańcowo różne dla obu plos, co świadczy o wielkiej odrębności ich warunków ekologicznych.

Przy obecnym stanie zanieczyszczenia j. Klasztorne nie może być wykorzystywane dla celów gospodarczo-rybackich, ani też jako obiekt rekreacyjno-wypoczynkowy. Swym położeniem w obrębie miasta stwarza potencjalne zagrożenie sanitarne. Dalsze wykorzystywanie j. Klasztorne jako odbiornika ścieków spowoduje przekształcenie go w zbiornik ściekowy, jakim jest już po części południowe jego płoś.



## PIŚMIENICTWO — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHY

1. Alekin O. A. 1954. *Chimiczeskij analiz wod suszi*, Moskwa.
2. Alsterberg G. 1930. Die thermischen und chemischen Ausgleiche in den Seen zwischen Boden- und Wasserkontakt sowie ihre biologische Bedeutung. *Int. Rev. d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr.* 24, 290.
3. Birge E. A. 1904. The thermocline and its biological significance. *Trans. Am. Micr. Soc.* 25, 5.
4. Birge E. A. 1915. The heat budgets of american and european lakes. *Trans. Wis. Acad. Sci., Arts, Let.* 18 1.
5. Birge E. A., Juday C., March H. W. 1928. The temperature of the bottom deposits of lake Mendota. *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts. Let.* 23, 187.
6. Chmielewski K. 1937. *Hydrografia Pomorza i Prus Wschodnich*. Warszawa.
7. Ekman S. 1943. Über hochgelegene Temperatursprungschicht in Kleinseen. *Int. Revue Hydrob. und Hydrogr. Leipzig.* 43.
8. Forel F. A. 1901. *Handbuch der Seenkunde*. Stuttgart.
9. Galon R. 1949. *Oblicze fizyograficzne regionu kaszubskiego*. Jantar 7. Inst. Bałtycki, Gdańsk.
10. Gumiński R. 1948. Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce. *Przegląd Meteorologiczny i Hydrograficzny*.
11. Hasler A. D. 1947. Eutrophication of lakes by domestic drainage. *Ecology*, 28, 383.
12. Heath. W. A. 1961. Compressed air revives polluted Swedish lakes. *Wat. Sew. Works.* 5, 200.
13. Jarosz S. 1954. *Krajobrazy Polski i ich pierwotne fragmenty*. Warszawa.
14. Just J., Hermanowicz W. 1955. *Fizyczne i chemiczne badania wody do picia i potrzeby gospodarczych*. Warszawa.
15. Katra T. 1933. *Jeziora Kartuskie, III sprawozdanie naukowe za lata 1925—32* Koła Geografów UJ. Kraków. 97.
16. Kuzniecowa S. L. 1952. *Rol mikroorganizmow w krugoworocie wieszcstw w ozierach*. Moskwa.
17. Lencewicz S., Kondracki J. 1959. *Geografia fizyczna Polski*. Warszawa.
18. Lepniewa S. G. 1960. *Żyźń w ozierach. Żyźń priesnych wod SSSR. t. III. pod redakcją Żadina*. Moskwa. 257.
19. Liebmann H. 1958. *Handbuch der Frischwasser- und Abwasser-Biologie. II*. Jena. 724.
20. Majdanowski S. 1954. *Jeziora Polski. Przegląd Geograficzny. XXVI*. 28.
21. Mikołajski J., Wodziczko A. 1929. *Zarys fizjograficzny Pomorza*. Toruń.
22. Minder L. 1922. Über biogene Entkalkung im Zürichsee. *Verh. Internat. Vereinig. f. theor. und angew. Limn.* 1, 20.
23. Mortimer C. H. 1941. The exchange of dissolved substances between mud and water in lakes. *Jurn. of Ecol.* 29. 280.
24. Nowobrancew P. W. 1957. *Razwicie bakterii w ozierach. Mikrobiologia.* 1, 6.
25. Ohle W. 1953. Der Vorgang rasanter Seenalterung in Holstein. *Die Naturwissenschaften.* 40, 153.
26. Olszewski P. 1953. *Jezioro Rożnowskie jako środowisko życia. Polskie Archiwum Hydrobiologii.* 1, 491.
27. Olszewski P. 1953. The thermal conditions of mountain lakes. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences et des Lettres.* 239.
28. Olszewski P. 1953. *Obserwacje chemiczne z jeziora Tajty. Roczniki Nauk Rolniczych.* 67-D, 23.
29. Olszewski P. 1959. *Zagadnienia zanieczyszczenia wód w północno-wschodniej Polsce. Zeszyty Naukowe Wyższej Szkoły Rolniczej w Olsztynie.* 9. Nr. 67. 31.



30. Olszewski P., Paschalski J. 1959. Wstępna charakterystyka limnologiczna niektórych jezior Pojezierza Mazurskiego. Zeszyty Naukowe Wyższej Szkoły Rolniczej w Olsztynie. Nr. 4. 1.
31. Passowicz K. 1938. Ein meromiktischer See im Suwalki-Gebiet. Arch. Hydrob. i Ryb. Suwalki. 11.
32. Przyłęcki H. 1954. Badania wody, ścieków, osadów i gazów w zakresie techniki sanitarnej. I. Badania fizyczne i chemiczne. Warszawa.
33. Richlingowa B. 1952. Katalog Jezior Polskich. Biuletyn Geograf. P.T.G. 2, 7.
34. Rocznik Statystyczny Województwa Gdańskiego. 1958. Gdańsk. r. I.
35. Rocznik Statystyczny Województwa Gdańskiego. 1959. Gdańsk. r. II.
36. Ruttner F. 1952. Grundriess der Limnologie. Berlin.
37. Seligo A. 1902. Die Fischgewässer der Provinz Westpreussen. Danzig.
38. Smosarski W. 1923. Temperatura i opady na Pomorzu podług obserwacji wieloletnich. Roczniki Nauk Rolniczych. IX, 3.
39. Skopiniec B. A. 1949. Metody opredielenia organiczeskowo wieszczestwa w prirodnich wodach. Trudy biogeochemicznej Laboratorii Akademii Nauk SSSR. IX, 65.
40. Słownik Geografii Turystycznej Polski. 1959. T. II. Warszawa.
41. Stangenberg M. 1936. Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrochemicznych pojezierza suwalskiego. Warszawa.
42. Szukalski J. 1960. Kartuzy — szkic fizjograficzny miasta. Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku. II. 75.
43. Thomas E. A. Märki E. 1949. Der heutige Zustand des Zürichsees. Verh. d. Vereinigung für Limnologie. Stuttgart. 10, 476.
44. Thienemann A. T. 1928. Der Sauerstoff im eutrophen und oligotrophen See. Ein Beitrag zur Seetypenlehre. Binnengewässer. 4. Stuttgart.
45. Whipple. G. C. 1948. The microscopy of drinking water. N. York.
46. Wiszniewski W. 1953. Atlas opadów atmosferycznych w Polsce 1891—1930. Warszawa.
47. Yoshimura S. 1931. Contribution to the knowledge of hydrogen ion concentration of the lake waters in Japan. Prac. Imp. Ac. Japan. 7, 5.

Т. Янушкевич, Л. Якубовска

### Озеро Кляшторне в Картузах — Гидрохимические исследования

#### Резюме

На фоне физиографических, морфологических и морфометрических данных проведено подробный анализ физико-химических свойств вод озера Кляшторне с особым учетом явлений, связанных с влиянием сточных загрязнений на степень загрязнения озера, на его хозяйственную пригодность, а также на направление его эволюционных процессов.

Сезонные исследования были проведены в 1957—1958 годах и дополнены в течение последующих годов. Кроме самого озера исследовались также все его более важные притоки.



Озеро Кляшторне состоит из двух отчетливо оформленных и довольно хорошо отделенных друг от друга частей которые, несмотря на существующее между ними сообщение и на генетическую связь, обнаруживают явные различия как по форме чаши, так и по динамике водных масс и по гидрохимическим отношениям. Результаты физико-химических исследований южной части (о.КМ) представлены на таб. III, северной (о.КМ) на таб. IV, притоков же на таб. V.

Кроме того, были проведены на соответствующих глубинах сезонные гидрохимические исследования, результаты которых представлены на таб. VI для о.КМ и на VII для о.КД. Обе части озера находятся под явным влиянием искусственных загрязняющих факторов, однако степень загрязнения зависит от специфических условий среды каждой из этих частей.

Относительно глубокая южная часть озера (о.КМ) в связи с затишьем положения и с рельефом дна имеет очень стабильную термическую систему, близкую к меромиксии, на развитие которой некоторое влияние обнаруживают также процессы загрязнения.

Проявляющиеся черты крайней евтрофии развились на фоне постоянного и слишком большого загрязнения озера сточными водами.

Обнаружено наличие крайней кислородной недостаточности уже в поверхностных слоях, в металимнионе кислород исчезает полностью при одновременном появлении токсических факторов и характерной химической стратификации о степени редко встречаемой в пресных озерах.

Северная часть озера (о.КД) более мелкая и более открытая, проявляет стойства голомиктические или даже полимиктические. Несмотря на крайнюю евтрофию и действие загрязняющих факторов не доходит в ней к так резкому убожеству в кислород и к образованию постоянных сероводородных зон. Авторы обсуждают ход образования состава воды озера в течение года и динамику обмена важнейших его элементов. Отрицательные явления, стимулирующие процесс старения озера, авторы объясняют, чрезмерной нагрузкой озера сточными водами.

Полученные результаты дали возможность составить баланс воды, тепла, кислорода и сероводорода для озера Кляшторне.

#### Список рисунков

1. Батиметрический план озера Кляшторне по Катра (1933)
2. О. Кляшторне в Картузах. Вид на южной берег
3. О. Кляшторне в Картузах. Вид из южного берега о. КМ
4. Схема распределения точек исследования на озере и на его притоках и результаты собственных зондирований
5. Батиграфические кривые о. Кляшторне
6. Объемные кривые о. Кляшторне



7. Термические перпендикулярные сечения для О.КМ
8. Термические перпендикулярные сечения для О.КД
9. Перпендикулярные кислородные и сероводородные серии для КМ
10. Перпендикулярные кислородные серии для О.КД
11. Перпендикулярные серии изменений рН для jKM; z — зима, j — осень, l<sub>7</sub> — лето 1957 г., l<sub>8</sub> — лето 1958 г., w — весна
12. Диаграмма гидрохимических спектров oKI и oKD

T. Januszkiewicz, L. Jakubowska

### The Lake Klasztorne in Kartuzy — a Hydrochemical Study

#### Summary

Basing on a background of physiographical and morphological conditions, and morphometric data of the lake, a detailed analysis of the physico-chemical features of the Klasztorne Lake at Kartuzy was carried out, with special regard to phenomena connected with the influence of sewage pollution on the lake, its economic utility and the course of its evolution processes.

Seasonal investigations were performed in 1957—1958, and complemented in the following two years. The lattice of investigational positions comprised not only the lake itself but all the most important affluents connected with it.

The Lake Klasztorne is composed of two distinctly shaped and almost separated parts which, in spite of the existing connection and genetic links display decisive differences as well in the shape of the basin, as in the dynamics of water mass and in the degree of pollution. The results of physico-chemical investigation of the southern part (jKM) are listed in Table III, those of the northern part (jKD) in Table IV, and those of the affluents in Table V. Furthermore, seasonal hydrochemical series were performed in appropriate deeps, of which the results for jKM are given in Table VI and for jKD in Table VII.

Both parts of the lake remain under the strong influence of artificial pollution factors, which, however, show different features in each part in dependance of their specific system of natural conditions. The relatively deep southern part (jKM) because of its wind-protected position and bottom relief shows an extremely stabilized thermal system closely related to, meromixis on the development of which a strong influence is exerted by pollutional processes. It shows features of eutropy, which developed on a basis of excessive and durable sewage affluency to the lake. Oxygen content, very low already in surface layers, disappears entirely in the metalimnion, with a simultaneous appearance of toxical factors (H<sub>2</sub>S) and characteristic chemical stratification, of an intensity seldom met in fresh-water lakes. A certain contrast may be observed in the



shallower and more protected northern part (jKD), which displays holomictic or even polymictic properties. In spite of the action of the same pollution factors and similarly extreme eutrophy, the oxygen deficiency in it is not so strong nor the hydrogen sulphide zones so stabilized. Basing on the actual material the course of water composition formation during the whole year was discussed and the dynamics of more important components. Negative phenomena, stimulating the aging process of the lake are ascribed by the authors in the first place to the overloading of the lake by sewage flow. A balance of water masses of temperature, oxygenation and hydrogen sulphide was plotted basing on own depth measurements and the results of vertical series (Tables III, IV).

#### List of figures

1. Batimetric plan of the Klasztorne Lake after Katra (1933)
2. The Klasztorne Lake at Kartuzy. View of the southern shore
3. The Klasztorne Lake at Kartuzy. View from the southern shore of the KM lake
4. Outline of disposition of investigation points in the area of the Klasztorne Lake and its affluents and results of soundings
5. Batigraphic curves of the Klasztorne Lake
6. Volume curves of the Klasztorne Lake
7. Perpendicular thermic cross-sections for the Klasztorne Lake
8. Perpendicular thermic cross-sections for the KD lake
9. Perpendicular oxygen and hydrogen sulphide series from the KM 1.
10. Perpendicular oxygen series from the KD lake
11. Perpendicular series of reaction changes from the KM lake. Symbols: z — winter, — autumn, l<sub>7</sub> — summer 1957., l<sub>8</sub> — summer 1958., w — spring
12. Diagram of hydrochemical spectra of the KM lake and KD lake







B. Styczyński, S. Rakusa-Suszczewski

## Tendipedidae of selected water habitats of Hornsund region (Spitzbergen)

Department of Hydrobiology, Warsaw University

Received 1.XII.1962

This study is based on materials collected by Polish expedition to Spitzbergen in summer 1960. Its purpose was to characterise the fauna of Tendipedidae in shallow waterbodies and streams situated in the tundra belt at the North Western shore of Hornsund fiord (Fig. 1). Materials were also collected from pools situated on Fjörholmen island in Dunöyanne archipelagus, as well as from waterbodies on the territories recently exposed by the retreat of Werenkiöld glacier (morain, sander) and from pools situated within Hornsund fiord in Treskellen area.

The former studies on Tendipedidae fauna at Spitzbergen covered mainly imagines (Kieffer and Thienemann 1919, Edwards 1922, 1924a, 1925, Soot Ryen 1942). Apart from the works of Goetghebuer (1933b) and Thienemann we have no data concerning the occurrence and ecology of juvenile forms.

A fairly great number of larvae of *Diamesa ex. gr. latitarsis* and *Diamesa ex. gr. cinerella* enabled the detailed study of the structure of Spitzbergen specimens as compared to the larvae of the same groups collected in Tatra mountains (Styczyński — materials not yet published).

### Methods

From the Duck Pond examined hydrologically by Rakusa-Suszczewski (1963) 31 samples were collected from 22—27 July.

In the littoral "zone of stones" 20 samples were taken and 11 samples were collected from the "zone of stones with detritus" situated farther from





Fig. 1. Map of the Hornsund Fjord region. Black points mark places where samples were taken

the banks. One sample covered the number of specimens picked up together with algae covering the edge and underside of one stone. The average dimensions of 26 stones examined were  $20 \times 16$  cm. The stream larvae of Tendipedidae were taken from the surface of the stone with a soft brush while in case of a sandy or muddy bottom the upper layer of sediment including its fauna was simply shoveled. The material collected was preserved together with algae in 4% formalin.

The taxonomy was adopted according to Brundin scheme (1956). The identification was based on the examination of all development stages (larvae, pupae, imagines) or sometimes larvae and pupae only. Permanent microscope preparations were made in Fore liquid. The larvae examined were divided into three age groups: the first one corresponds to the I, II, III



larval stage, the second — to the IVth larval stage and the third one the Vth. The division into age groups was based on estimation of the size of the head of collected larvae as compared to their models with measured size of the head.

### Results

In the examined region there were found in general 14 following forms and species:

S. Fam. <i>Orthocladiinae</i>	<i>Limnophyes</i> sp. 2 l. nov.
Tribus. <i>Diamesini</i> s. Pagast.	<i>Metriocnemus</i> V. d. Wulp.
<i>Diamesa</i> (Meig) Pag.	<i>Metriocnemus</i> sp. 1 l. nov.
<i>Diamesa</i> sp. 1	<i>Metriocnemus</i> sp. 2 l. nov.
<i>Diamesa lindrothi</i> Goetgh*.	<i>Metriocnemus</i> sp. 3 l. nov.
<i>Diamesa ursus</i> Kieff.	<i>Metriocnemus</i> sp. 4 l. nov.
Tribus. <i>Ortocladiini</i>	<i>Dyscamptocladius</i> Th.
<i>Orthocladius</i> (subg. <i>Pogonocladius</i>	<i>Dyscamptocladius</i> sp. 1. nov.
Brund. 1956)	" <i>Orthocladiinae</i> sp. 1." 1. nov.
<i>Orthocladius consobrinus</i> Holmgr.	S. Fam. <i>Tendipedinae</i>
<i>Cricotopus</i> (V. d. Wulp.) Edw.	Tribus <i>Tanytarsini</i>
<i>Cricotopus humeralis</i> (Zett.) Stora	<i>Paratanytarsus</i>
Tribus. <i>Metriocnomini</i>	<i>Paratanytarsus</i> sp. (s. Krüger,
<i>Limnophyes</i> (Eat.)	Thienemann 1951)
<i>Limnophyes</i> sp. 1 l. nov.	

#### The characteristic of habitats examined and their Tendipedidae fauna

The Duck Pond: The surface of the pond is 7357 m<sup>2</sup>. Maximal depth 80 cm. The pond can be divided into following zones: 1. The zone of stones covered with algae (from 0 to 40 cm deep). 2. The zone of stones with detritus (from 40 to 80 cm deep), the latter covers the stones completely at the maximal depth of the pond.

The average diurnal temperature of water in the zone of stones was 10.6°C on 18—19 July 1960, its amplitude slightly surpassing 2°C. The average diurnal temperature at the surface in the zone of detritus was 10.32° and at the depth of 80 cm 10.36° with identical diurnal amplitude of 0.5°C (Rakusa-Suszczewski 1963).

In the period of 22—27 July the fauna of Tendipedidae was represented by: 1. *Orthocladius* (subg. *Pogonocladius* Brund. 1956) *consobrinus* Holmgr., known up to now from the lakes of Greenland (Andersen-Søgaard 1946), Iceland (Goetghebuer, Humphries, Fitzgerald 1949),

\* Species not yet found at Spitzbergen.



Lapland (Thienemann 1941, Brundin 1949 p. 712), Spitzbergen (Thienemann 1937, Brundin 1956), and Alps — Grösse Plöner See (Meuche 1939). This species lives mainly in algal lungwort in the littoral of lakes, but it may also appear in the profundal (Andersen-Søgaard 1946, Brundin 1949 p. 566). 2. *Cricotopus humeralis* (Zett.) Edw. = = (*Trichocladius ephippium* (Zett.) Stora., noticed only in the areas beyond the Arctic Circle: Jämtland, Lapland, Spitzbergen ("littoral of the lakes", Brundin 1949 p. 566). Single specimens of *Diamesa lindrothi* Goetgh., *Limmophyes* sp. 1 and *Metriocnemus* sp. 2 were also found there.

In the zone of stones of the Duck Pond there have been found on the average 245 specimens in one sample while in the zone of stones with detritus 41.3. Thus we can observe that the average number of specimens in one sample decreases by nearly six times. In the zone of stones dominates *C. humeralis* (57.2 %) over *O. consobrinus* (42.8 %). In the zone of stones with detritus the situation is opposite in favour of strong domination of *O. consobrinus* (79.2 %).

The number of specimens decreasing to the centre of the pond goes in line with the change of dominant species. The place of the algophil *C. humeralis* is taken by *O. consobrinus*, a species of vaster ecological niche (Andersen-Søgaard 1946, Brundin 1949).

The relations between the age groups within one species don't show any essential changes in regard to the bottom zone of the pond (Table I).

Table I  
The age structure of *Cricotopus humeralis* Zett. and *Orthocladius consobrinus* Holmg. populations in the bottom zones of Duck Pond in %

Larval stage \ Zone	<i>Cricotopus humeralis</i>		<i>Orthocladius consobrinus</i>	
	stones	stones with detritus	stones	stones with detritus
I—III	99.18	98.9	77.06	72.2
IV	0.7	1.01	7.0	7.8
V	0.001	0.0	15.94	19.9

Most of the ponds in the tundra belt as well as those situated beyond Fjörholm are similar to the Duck Pond in its physiographic character.

The fauna of Tendipedidae of these ponds in the period from 22—27 July was represented by *O. consobrinus* and *C. humeralis* as dominant species, their mutual quantity relations in the zone of stones being close to the average values obtained from the analogical zone of the Duck Pond. Among 6 ponds examined two differ from the rest in the character of their bottom, chemical composition of water, as well as the composition of crustacean fauna (Rakusa-Suszczewski 1963). Apart from the species mentioned above



there appear also *Orthoclaadiinae* genus? (*Psectrocladius* sp?) and *Paratanytarsus* sp. (*O. consobrinus* 22.3 %, *C. humeralis* 18.6 %, *Psectrocladius* sp.? 17.3 %, *Paratanytarsus* sp. 41.5 %).

**Morain and Sander Pools.** Pools on morain background appear in the reentrants often resulting from the process of ice thawing. Their size does not surpass  $10 \times 7$  m with maximum depth of 2 m. Pools on the sander area at the very head of the glacier are formed by flood waters of streams flowing there in early summer. In both types of pools there is no water vegetation which could be seen with the naked eye.

The clay-sandy bottom as well as ice often occurring there and remaining during the whole summer create different living conditions of fauna as compared to those of tundra belt.

Tendipedidae in the period from 21 to 27 July are represented here by three species *Orthoclaadiine* genus? (*Psectrocladius* sp.?) *Diamesa ursus* K. and *Diamesa* sp. 1. The material collected is represented by a small number of species resulting from extremely limited scope of fauna in pools under discussion (1—2 larvae in  $1 \text{ m}^2$  of the bottom). In the course of collecting material there have been noticed some traces of creeping of single larvae on the clay sandy background.

**Treskellen pools.** Treskellen area situated within the Hornsund fiord is to a large extent covered with ice and relatively young. The weak development of algae in pools, its bottom covered with sandy clay and water temperature ( $6.4^\circ\text{C}$  on 29 July in the pool of the size of  $15 \times 4 \times 0.3$  m) would suggest the environment of intermediate character between the pools from the tundra belt and those of morain and sander area.

In the pools of this region there was observed on 30 July the mass swarming of *C. humeralis*. Among the collected exuvia and pupae there were also found three larvae of *Diamesa* sp. 1.

**Running Waters.** Little streams the beginning of which is situated on the mountain slopes over tundra are mainly supplied with the water from thawing snow. These environments of extremely lotic character in early summer changes during the vegetation period into the slowly flowing streams forming flooded waters and marshes in the tundra area. The fauna of Tendipedidae from 16 July to 5 August was represented by *Diamesa ursus* K. and *Diamesa lindrothi* Goetgh.

*Diamesa ursus* is reported from Lapland and Spitzbergen (Pagast 1947), Great Britain and Baren Islands (Thienemann 1950b). *Diamesa lindrothi* is known from Greenland, Iceland, Norway, Lapland (Thienemann 1950b). Both these species were also found in stagnant waters apart from the lotic environment (Thienemann 1941). In the period from to 23—24 August in the streams of Hornsund region there was found a separate fauna



of Tendipedidae — namely two types of larvae of *Metriocnemus* genus V.d. Wulp. never described before, namely *Metriocnemus* sp. 3, *Metriocnemus* sp. 4, as well as larvae of *Lymnophyes* species 2.

In streams flowing out of the ponds situated within the tundra belt characterised by high water temperature similar to those from of shallow parts of ponds, there were found on 24—25 July larvae of *Dyscamptocladus* sp. 1, *Lymnophyes* sp. 1 and typical species of the Duck Pond, *O. consobrinus* and *C. humeralis*.

In the area of marshes surrounding the pools in the tundra belt larvae of *Metriocnemus* sp. 1 were found on 23rd August.

#### Remarks on the morphology of the examined Tendipedidae larvae

*Diamesa* sp. 1 (*aberrata* Lundb.?). Body length 6 mm, habitus similar to *Diamesa ex. gr. latitarsis*. Colour of the body brown. Gut broad, clearly seen. Procerci in the form of very low circles — not very distinct — situated immediately over tubuli anales. Four bristles on procerci — thick, awl shape, of nearly equal length. The lateral bristles placed directly on the segment, shorter and much thinner than bristles on procercii. Tubuli anales: the upper pair of triangle shape broad, more or less acute at the end, the lower



Fig. 2. *Diamesa* sp. 1. a) mandibula, b) labium

part shorter, narrower, always sharp at the end. Back legs long. Labium (Fig. 2b) with a slightly indented medial tooth. About ten pairs of lateral teeth. Medial tooth as well as 5 pairs of lateral teeth forms a nearly straight line. *Setae anteriores* in the medium length bifurcated (as in the case of *Diamesa ex. gr. cinerella*). Mandibulae (Fig. 2a): teeth very long and broad, the axis part darker, the distal tooth shorter than the others. This larva probably belongs to the species of *Diamesa aberrata* Lundb. Its only description in literature by Andersen-Søgaard (1937) is not a detailed one and does not permit on exact identification.



Table II

Characteristic dimensions of organs of described larvae given in micrones

Name of the species	Mandibulae *	Index of antenna **	Bristle of antenna	Tubulinales *	Posterior prolegs *	Procerci *	Setae procerci
<i>Diamesa</i> sp. 1	182 103	62 32	25	142 88	389 124	05 18	885
<i>Diamesa lindrothi</i> Goetgh.	159 62	49 32	32	159 88	442 124	—	53—70
<i>Diamesa latitarsis</i> Goetgh.	142 57	39 32	32	195 88	460 124	—	53—70
<i>Limnophyes</i> sp. 1	124 58	41 26	30	71 28	168 07	23 23	407
<i>Limnophyes</i> sp. 2	150 80	61 26	35	159 60	283 124	35 25	195
<i>Metriocnemus</i> sp. 1	106 53	26 18	21	53 35	177 124	23 14	106—124
<i>Metriocnemus</i> sp. 2	159 80	49 21	28	88 71	230 97	35 26	177—230
<i>Metriocnemus</i> sp. 3	186 97	53 ?	?	71 62	283 124	44 35	177
<i>Metriocnemus</i> sp. 4	154 76	57 25	30	195 44	248 124	53 28	265—283
<i>Dyscamptocladus</i> sp. 1	142 62	76 37	37	159 53	319 71	41 28	301
<i>Orthoclaadiinae</i> genus? ( <i>Psectrocladius</i> ?)	163 71	69 37	30	124 61	195 106	142 32	442

\* — upper figure means the length; the lower — the breadth,

\*\* — upper figure means the length of basic segment, the lower one — jonic length of posterior segments.

*Diamesa lindrothi* Goetgh. Body length 8 mm. Habitus similar to *Diamesa ex. gr. latitarsis*. Colour of the body brown (cf. Thienemann 1954 page 28). Labium (Fig. 3a): Two medial teeth lower from two pairs of lateral ones. Their basis form nearly straight line — which can be seen



Fig. 3. *Diamesa lindrothi*. a) labium, b) mandibula



particularly well at older specimens with worn out teeth. The third pair of lateral teeth is situated distinctly lower. The edge of labrum is provided with a row of flat, long bristles, plate like, dentate at the end, placed in four groups: two medial groups of 3 bristles each and two lateral groups of about 7 bristles. Laterally to them appears one flat dentate plate on a circular base. Setae anteriores spread dichotomically on about 8 branches. The rest of the bristles of labrum placed according to the typical scheme for *Diamesa* s. str. The back of mandibula (Fig. 3b) smooth. The first tooth at the basis of mandibula short the next two times longer, three others form a separate group 3 times longer from the first tooth. Bristles at the basis of mandibula long, needle shape. Bristles of the brush in the dentate part of equal breadth.

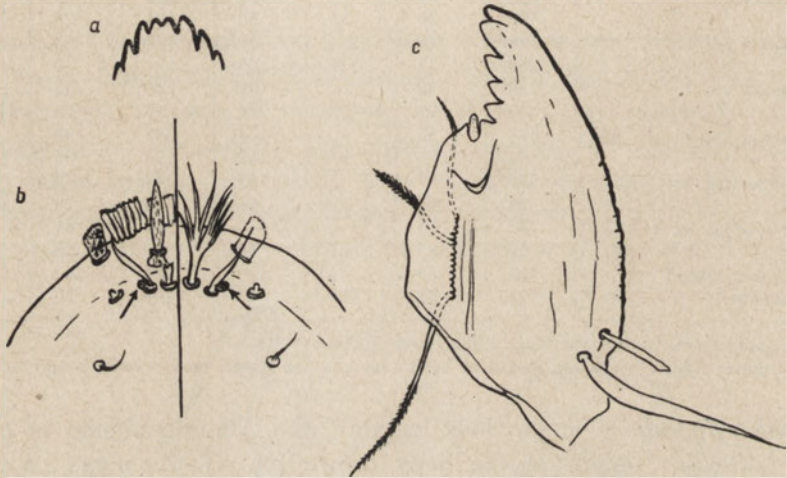


Fig. 4. *Diamesa* ex gr. *latitarsis* (from Tatra Mountains)  
a) labium, b) labrum, c) mandibula

*Diamesa* ex gr. *latitarsis* Geotgh. (from Tatra mountains). Body length 8 mm. Labium (Fig. 4a) with two medial teeth. The first pair of lateral teeth equal or slightly higher from medial teeth. The second pair distinctly lower and narrower. The basis of medial teeth as well as of the two first pairs of lateral ones form a strongly convex arch. Labrum (Fig. 4b) differs from that of *D. lindrothi* by stronger sclerotization and occurrence of scales at the basis of bristles situated laterally to setae anteriores. The back of mandibula (Fig. 4c) is notched. The first three teeth at the basis of mandibulae nearly equal, the fourth longer and broader. The distal tooth narrow, of the length equal to the fourth. Bristles at the basis of mandibula stylet like, flattened. The medial bristles of the brush in its dentate part broader than those from edge.



*Limnophyes* sp. 1 (cfr. *pusillus* Eat.). Body length 3 mm, brown with violet shade. Length of procerci equal to their breadth. Bristles on procerci of the same length as those from over tubuli anales. Clypeus granular. Setae anteriores trifid. Antennae, labium and mandibula as in the case of *L. pusillus* Eat. Bristles at the sides of the body short, hardly visible.

*Limnophyes* sp. 2 (cfr. *prolongatus* Kieff). Body olive green. The length of procerci greater than its breadth. Bristles on procerci considerably longer from those over tubuli anales. Clypeus granular. Setae anteriores bipartite

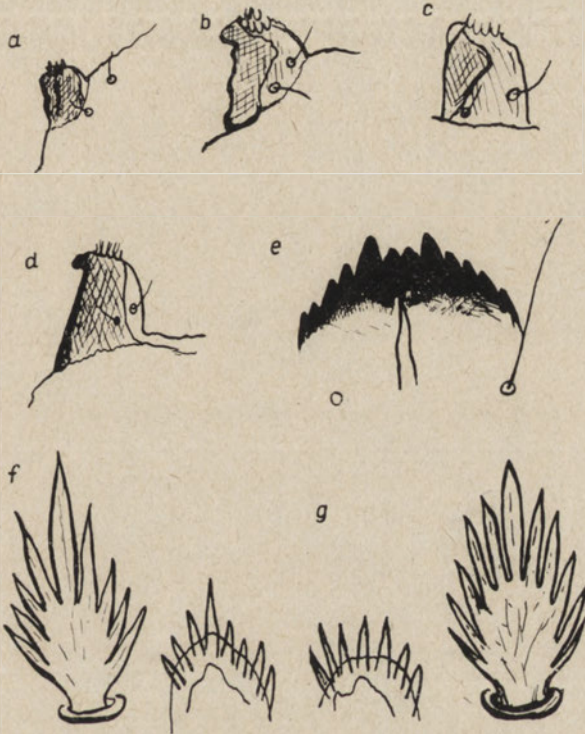


Fig. 5. a) *Metriocnemus* sp. 1 — procerci, b) *Metriocnemus* sp. 2 — procerci, c) *Metriocnemus* sp. 3 — procerci, d) *Metriocnemus* sp. 4 — procerci, e) labium of described larvae of *Metriocnemus* genus, f) *Metriocnemus* sp. 1, 2, and 4 — setae anteriores and medial plates of labrum. g) *Metriocnemus* sp. 3 — setae anteriores and medial plates of labrum

and trifid — their two longest branches situated close to each other. Antennae and labium as in the case of *L. prolongatus* Kieff. The mobile bristle of mandibula broad, three times longer than its breadth. The bristles at the sides of the body short, hardly visible.

*Metriocnemus* sp. 1. Body brown with violet shade, 4.5 mm long. Procerci (Fig. 5a) sclerotised without a spur, indented anally in the middle of its height. The lateral bristles of procerci fastened directly to the segment. Tubuli anales



very short, rounded at the end, 3 time shorter from weak and short posterior prolegs. Ability of retracting last segment into the last but one. The medial and longest bristle of setae anteriores broad and stylet like (Fig. 5f). Medial plates triangular, bristles at the top longer than the others.

*Metriocnemus* sp. 2. Body olive-green, 2.7 mm long, thorax and back side of abdomen segments pigmented. Procerci (Fig. 5b) low with distinct folded posterior sclerit and distally-anal spur. Tubuli anales rounded at the end, slightly shorter from posterior prolegs. Chetotaxis of labrum as in the case of *Metriocnemus* sp. 1. Ability of retracting the last segment into the last but one. The contents of alimentary tract: *Diatomeae*, legs of *Harpacticoidae*.

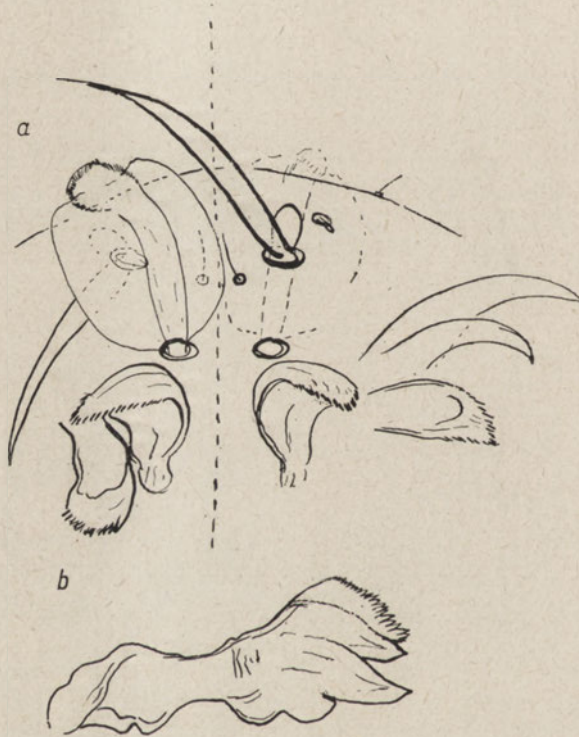


Fig. 6. *Dyscamptocladus* sp. 1. a) labrum b) praemandibula

*Metriocnemus* sp. 3. Body olive-green with brown shade, 3.6 mm long. Procerci (Fig. 5c) high, sclerotised, slight convexion on the place of the spur. Tubuli anales short, of vesicle type, rounded at the end, shorter from the slender posterior prolegs. Habitus similar to *Diamesa* s. str. Setae anteriores (Fig. 5g) broad, digitate (as in the case of *M. ursinus* Holmgr.). Medial plates in the shape of irregular crescent with spines of equal length.



*Metriocnemus* sp. 4. Body length 7.5 mm, its colour and shape as in the case of *Metriocnemus* sp. 3. Procerci (Fig. 5d) high with a distinct spur. Tubuli anales pointed, longer than the half of slender posterior prolegs. Setae anteriores and medial plate of the type of *Metriocnemus* sp. 1 and *Metriocnemus* sp. 2 (Fig. 5f).

In all specimens collected from the genus *Metriocnemus* appears a black-brown labium with two medial teeth (Fig. 5e). The first pair of lateral teeth is considerably higher and thicker from the rest. Antennae are shorter from mandibulae. Antennal bristles are longer from distal segments. Chetotaxis according to the scheme of *M. ursinus* Holmgr. (cf. Thienemann 1941

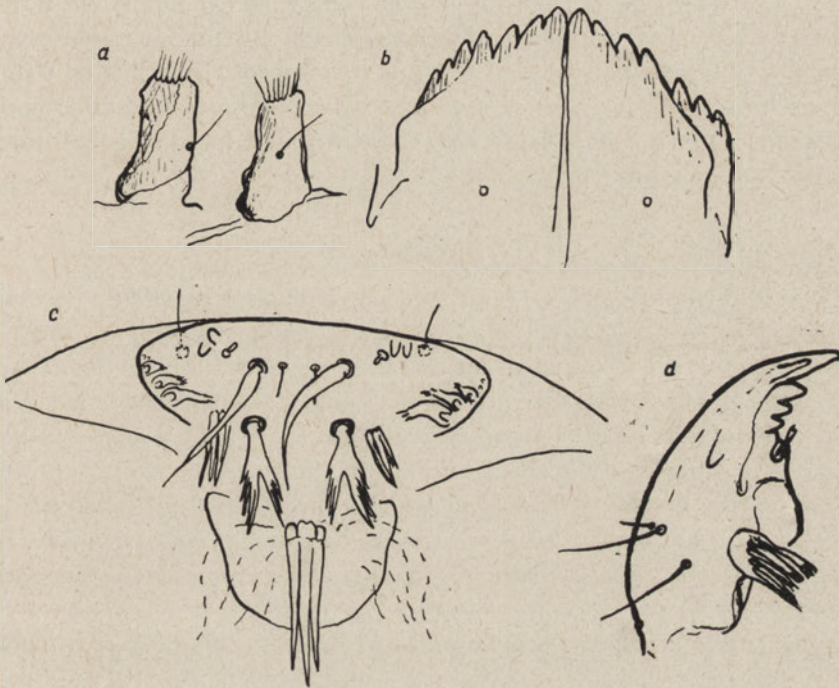


Fig. 7. *Orthoclaadiinae* genus? — a) procerci, b) labium, c) labrum, d) mandibula

Fig. 4b). Between setae anteriores are placed two flat, nearly triangular, serrated plates. Procerci: brown with 6 black-brown, big bristles. Lateral bristles on procerci short and very thin.

*Dyscamptocladus* sp. 1 (ex gr. *vitellinus* ?). Body green, 5 mm long. Tubuli anales of the half length of slender posterior prolegs, pointed at the end. Anterior prolegs long, stretching from the first segment. Labrum (Fig. 6a): over the spoon shaped, laterally serrated setae anteriores appear long, distally dentate bristles, supplied with broad, oval, transparent plates. Praemandibulae (Fig. 6b) with two sharp teeth. Distal tooth on the



outer side supplied with a sharp serrate plate. Labium and hypopharynx typical for *D. ex. gr. vitellinus*.

*Orthoclaadiinae* genus? — young larvae: Body length 3 mm. Thorax yellow-green, the first 3—5 segments of the abdomen violet-blue, further segments olive-green. Adult larvae: Body length 7 mm., thorax yellow-brown, abdomen violet. Body translucent. Procerci (Fig. 7a) high, brown, with anal convexion at the basis, without nipples. Tubulinales pointed, longer than the half of short and weak posterior prolegs. Labium (Fig. 7b) with two medial teeth and six pairs of lateral teeth. Paralabial plates without hair. Mandibulae of *Psectrocladius* type (Fig. 7d). Labrum (Fig. 7c): characteristic setae anteriores bifurcated from the half of their length, laterally cut into long spines. The structure of the mouthparts does not permit on classification of this form to any, described up to now, larval stage of the genus of *Orthoclaadiinae* s. family. Habitus and, particularly, procerci, show a certain similarity to the genus *Psectrocladius* Kieff. Larvae were found in the shelters made of algae, detritus or sandy clay.

### Discussion

The results of studies of Andersen-Søgaard (1946) particularly those referring to Long Lake (N. Greenland) enable to compare them with our data referring to species composition as well as distribution of Tendipedidae fauna in the tundra belt. The littoral of Long Lake and Duck Pond prove to have several common physiographic features. Andersen studied in details the distribution of ten species of Tendipedidae on the bank — profundal profile. The first littoral zone of Long Lake (from 0 to 0.5 m) called the „Cricotopus” zone is inhabited by three species: arctic *Cricotopus glacialis* Edw., boreoalpeian *Orthocladus consobrinus* Holmgr. and cosmopolitan, *Corynoneura scutellata* Winn.

*Cricotopus glacialis* Edw., ecologically corresponding to *Cricotopus humeralis* Zett. of Spitzbergen, occurs in all lakes examined by Andersen but only in their littoral zone. Another component of littoral complex, *Orthocladus consobrinus* Holmgr., appears in the whole lake. A similar phenomenon, while on a larger scale, was observed in the Duck Pond, where in the zone of stones with detritus appears a distinct tendency of decrease in the number of *C. humeralis* in favour of *C. consobrinus*. Due to the limited time of observation (22—27 July) the zonal distribution of *C. humeralis* and *O. consobrinus* may be also considered as a temporary state resulting from differences in development cycles of these species. The lack of older larvae (the second and third group) of *C. humeralis* suggests the earlier period of swarming. And so the first group occurring in great mass is composed of this year generation. In the case of *O. consobrinus* the presence of the most numerous first group being undoubtedly composed of



this year generation in line with the presence of the second and third group which cannot be recognized as the generation of this year, would suggest the occurrence in this species of two or more breeding periods and the possibility of existence of two groups within the population with the breeding period shifted in time. The presence of 4 species in same ponds (*C. humeralis*, *O. consobrinus*, *Orthocladiinae* genus? = *Psectrocladius* sp.?, *Paratanytarsus* sp.) forming a complex similar to that of the *Chironomus* zone of Long Lake (from 0.5 to 1 m) differs them from most of the ponds of tundra belt.

Ponds on morain and sander characterised by low temperatures, small quantity of fauna and food supplies may be considered as the environment of unstabilised biotic conditions populated accidentally by species living in streams as well as in ponds in the tundra belt. However the ultraoligotrophic character of these pools causes the elimination of some species occurring in this region (e.g. *C. humeralis* and *O. consobrinus*). The most numerous species is *Diamesa* sp. 1 the presence of which in these pools together with *Diamesa ursus* Kieff, a fairly common species in the streams of tundra belt, confirms the possibility of occurrence of the northern *Diamesa* s. str. species in stagnant water.

In running waters examined most of the larvae of both species of *Diamesa* s. str. collected in the period from 16 to 23 July belong to the last developmental stage. This fact as well as mass collection of exuvia of pupae on 29 July points exactly to the period of swarming. Egg laying and the development of young larvae occurs in full summer (beginning of August). The period of spring, extremely lotic conditions in streams finds the larvae already developed which grants their ability of survival in the environment. The morphological adaptation of species of *Diamesa* s. str. to extremely lotic environments serve only to survive the most difficult conditions. In other periods this adaptation is not of so great importance which can be proved by the fact of finding *Diamesa* s. str. in stagnant waters.

The up to now studies on *Diamesa ex. gr. latitarsis* proved the difference in imagines structure enabling to divide this group into two species differing from zoogeographic point of view: "Von der Geschichte des Artenpaares *Diamesa lindrothi* — *latitarsis* und ähnlicher kann man sich etwa folgende Vorstellung machen: Die Stammform beider Arten gehörte während des Höhepunktes der Eiszeit, der grossen Eiszeit (Elster-Saale-Eiszeit), in Europa zur sog. glazialen Mischfauna, wird aber auch damals schon, wie heute, ein Bewohner kalter, rasch fliessender Gewässer gewesen sein. Auch in den folgenden Interglazialzeiten lebte sie an den für sie ökologisch günstigen Stellen, d. h. also in den Bergländern. Wahrscheinlich während der letzten Eiszeit (Weichsel-Eiszeit) differenzierten sich die südlichen und nördlichen Kolonien morphologisch, so dass beim Rückzug der Gletscher nach Norden diesen die eine Form (*lindrothi*) folgte, während im Süden die andere (*latitarsis*) die frei werdenden Bergbäche besiedelte. Und genau so, wie in Belgien, England, die während der



Weichsel-Eiszeit eisfrei blieben, und in Südeuropa die Südrasse von *Planaria alpina* lebt, ebenso ist aus diesen Gebieten nur das südliche Glied unseres *Diamesa*-Paares (*D. latitarsis*) bekannt und "Über die beiden anderen Artengruppen. (*D. bohemani-zernyi* und *Diamesa ursus-cinerella*, *thienemanni*, *tonsa*, *hamaticornis*) ist nichts weiteres zu bemerken" (Thienemann 1950b p. 565). The lack of morphologic differences in pupae stages (Pagast 1947) resulted in an automatic classification of specimens collected into the species corresponding to the zone inhabited by imagines. As far as morphology of larvae is concerned we have only one drawing of Thienemann (1936) presenting the posterior end of *D. latitarsis* Goetgh. The above pointed essential differences in structure of larvae corresponding to *D. lindrothi* from the north and *D. latitarsis* from the south bring us to the conclusion that morphological differentiation of northern and southern races of *D. latitarsis* does not only express in changes of imagines but also in morphological changes of larval stages. The occurrence of *D. lindrothi* in lenitic as well as lotic environments with varying hydrological conditions contrary to *D. latitarsis* known only from lotic environments (e.g. glacial streams, Thienemann 1954) may be one of the causes of morphological differences of two species connected with narrowing of ecological niche and specialization observed in the south. On the basis of our own materials from Spitzbergen and the Tatra Mountains we state the lack of essential morphological changes in larvae *D. ex. gr. cinerella* (*D. ursus* K. and *D. cinerella* Meig.). Above fact as well as the description of several species of *Diamesa ex. gr. cinerella* occurring in the south, confirmed indirectly the conclusion about two ways of the differentiations of *Diamesa s. str.* species in the south and in the north.

## REFERENCES

1. Andersen-Sögaard F., 1937. Über die Metamorphose der Ceratopogoniden und Chironiden Nordost-Grönlands. Medd. Grönland 116: 1, 1—95.
2. Andersen-Sögaard F., 1946. East Greenland's lakes as Habitats for Chironomid larvae. Studies on the Systematics and Biology of Chironomidae. II. Medd. Grönland 100: 10, 1/65.
3. Brundin L., 1949. Chironomiden und andere Bodentiere der Südschwedischen Urgebirgsseen. Rep. Inst. Freshwat. Res. Drottningholm, 30: 1—914.
4. Brundin L., 1956. Zur Systematik der Orthoclaadiinae (Dipt. Chironomidae) Rep. Inst. Freshwat. Res. Drottningholm 37: 5—185.
5. Edwards F. W., 1922. Diptera Nematocera. Results of the Oxford University Expedition to Spitsbergen 1921. Ann. Mag. Nat. Hist. 9: 10, 193—215.
6. Edwards F. W., 1924a. Diptera Nematocera. Results of the Morton College Expedition to Spitsbergen 1923. Ann. Mag. Nat. Hist. 9: 14, 162—174.
7. Edwards F. W., 1925. Diptera (Nematocera) from Spitsbergen Ann. Mag. Nat. Hist. 9: 16, 354—356.
8. Goetghebuer M., 1933b. Chironomides du Groenland oriental, du Svalbard et de la Terre de Francois Joseph. Skr. om Svalbard og Ishavet. Oslo 53; 19—31.



9. Goetghebuer M., Humphries C. F., and Fitzgerald A. M., 1949, Metamorphosis of the Chironomidae I. *Hydrobiologia* 1. 4: 410—424.
10. Kieffer J. J. und Thienemann A., 1919. Chironomiden, gesammelt von Dr. A. Koch auf den Lofoten der Bäreninsel und Spitzbergen (Diptera). *Entomol. Mitteil. Berlin* 8, 38—45, 110—120.
11. Meuche A., 1939. Die Fauna in Algenbewuchs. Nach Untersuchungen im Litoral ostholsteinischer Seen. *Arch. f. Hydrob.* 34: 349—520.
12. Pagast F., 1947. Systematik und Verbreitung der um die Gattung *Diamesa* gruppierten Chironomiden. *Arch. f. Hydrob.* 41: 435—596.
13. Rakusa-Suszczewski S., 1963. Thermics and Chemistry of Shallow Fresh-water pools in Spitzbergen. *Pol. Arch. Hydrob.* 11: 169—187.
14. Soot Ryen. 1942. Some Tendipedids (Chironomids) from Spitzbergen. *Norsk. ent. Tids.* 6: 82—83.
15. Thienemann A., 1919. Chironomiden larven und puppen von den Bäreninsel und Spitzbergen. *Entom. Mitteil. Berlin* 8: 120—124.
16. Thienemann A., 1936. Alpine Chironomiden (Ergebnisse von Untersuchungen in der Gegend von Garmisch-Partenkirchen, Oberbayern). *Arch. f. Hydrob.* 30: 167—262.
17. Thienemann A., 1937. Arktische Chironomiden larven und puppen aus dem zoologischen Museum Oslo. *Norsk. Ent. Tidsskr.* 5: 1—7.
18. Thienemann A., 1941. Lappländische Chironomiden und ihre Wohngewässer. *Arch. f. Hydrob. Suppl.* 17: 1—259.
19. Thienemann A., 1950a. Über hochalpine *Diamesa*-Formen. *Arch. f. Hydrob. Suppl* 18: 203—206.
20. Thienemann A., 1950 b. Verbreitungsgeschichte der Südwassertierwelt Europas, Versuch einer historischen Tiergeographie der europäischen Binnengewässer. *Die Binnengewässer* 18. Stuttgart.
21. Thienemann A. (Krüger), 1951. *Tanytarsus*-Studien II: Die Subsectio *Paratanytarsus*. Auf Grund der nachgelassenen Papiere F. W. C. Krügers bearbeitet. *Arch. f. Hydrob. Suppl.* 18: 595—632.
22. Thienemann A., 1954. *Chironomus*. *Die Binnengew.* XX.







M. Bogucki

## The influence of salinity on the maturation of gametes of *Nereis diversicolor* O. F. Müller

Nencki Institute of Experimental Biology, Warsaw

Received 1.XII.1962

*Nereis diversicolor* inhabits marine and brackish waters of various salinities; in the Baltic Sea this species is common in the coastal zone even in regions where the salinity falls to 4‰, as in the Bay of Kilonia (Schlieper 1929) and along the southern coasts of Finland (Segestråle 1951). According to Smith (1955), *N. diversicolor* occurs in the estuary of the English river Tamar where the salinity varies from 30‰ to 0.5‰ (at Calstock), depending on the distance from the sea. This species has never been found in fresh water, although it can adapt itself to this medium under laboratory conditions (Bogucki 1954, Smith 1955). Young worms adapted to fresh water grow to its normal size, can regenerate posterior segments and can attain sexual maturity (Bogucki 1953); however, I was unable to find either developing eggs or larval stages in aquarium cultures with diluted Baltic water (50% and 25%). Experiments on the resistance of pre-larval and larval developmental stages of *N. diversicolor* (Bogucki 1954) have shown that both gastrulae and trochophores perished after about 20 hours' exposure to not only fresh water but also to 10% and 25% Baltic water; trochophores survived for 68 and 75 hours respectively in 50% and 75% Baltic water; 3-segmented larvae succumbed after 24 hours' exposure to fresh water whereas older larvae were more resistant, those with 4 segments surviving in fresh water for 5 days, those with 6 segments for 13 days and some older specimens with 15–20 segments completely accommodating themselves to this medium.

It seems from the above data that adult *N. diversicolor* cannot penetrate the fresh water environment despite its resistance to a dilute medium. Specimens adapted to very dilute Baltic sea water or to fresh water under laboratory conditions were not able to reproduce although they can attain sexual maturity as I have shown many times during my investigations.

The actual cause of the inability of *N. diversicolor* to reproduce in strongly hypotonic media still remains unexplained. It may be that abnormalities in the



structure and or physiology of the mature sexual cells in very dilute media inhibit fertilization and so results the absence of developmental stages in such media. A second possibility is that the developing embryos themselves are very sensitive to osmotic stress and succumb in a hypotonic medium.

This paper presents the results of some observations and experiments on the development of *N. diversicolor* eggs cultured in 50 % Baltic water and in fresh water which give us some explanation of the above question.

### Material and methods

The F<sub>2</sub> generation of *Nereis diversicolor* reared in the laboratory aquarium was used for our experiments. One group of young worms between 1—2 cms in length was transferred to tap water ( $\Delta = 0.015^\circ$ ); after eleven months, the mature specimens were used for artificial fertilization in 100 % Baltic sea water. Another group of the same generation of nereids was transferred on 26.II.62 to 50 % Baltic sea water ( $\Delta - 0.185^\circ$ ); after a period of adaptation lasting 7 months, the worms showed symptoms of approaching maturity in September 1962 and their feeding activity was visibly diminished. Whereas during the first few months in 50 % Baltic water many worms abandoned their galleries in the bottom of the aquarium when fed with finely minced biscuit, in September only single worms came out in search for food. In mid-September four large worms about 8—10 cms long were isolated for closer observation in a bowl with sand and 50 % Baltic water; two of the worms had the cream coloured posterior segments characteristic of mature males and all four specimens were in a healthy condition and burrowed into the sand immediately after their transference into the separate bowl. During the period of observation (15.X.—1.XI.62), the temperature fluctuated between 17—20°C.

### Results

On 24.X.1962, a layer of greenish developing eggs (with two or more blastomeres) was found in the bowl containing the four isolated worms in 50 % Baltic sea water. A green female was lying on the sand beside the eggs in a contracted state. On the same day, some of the embryos were transferred into 100 % and the rest were left in 50 % Baltic sea water.

**Development in 50 % Baltic sea water.** On the second day (25.X) many gastrulae 240  $\mu$  in diameter appeared; by the next day, the trochophore stage had developed and the cilia and the rotatory motion of the embryos inside the mucous envelope were distinctly seen. On 27.X some of the trochophores were swimming freely outside the envelope. During the following days, there was heavy mortality among the swimming trochophores and by 30.X. they were all dead; none had attained the larval stage with 3 segments.



**Development in 100% Baltic sea water.** In the undiluted Baltic sea water, the speed of development was somewhat faster than in the 50% dilution. On 25.X.1962, about 70% of the eggs developed into trochophores with an average diameter of 200  $\mu$  and they rotated very rapidly inside the mucous envelope. After 24 hours, 88% of the eggs had become trochophores and on the following day (27.X) some of these has left the mucous envelope and were swimming freely in the water. On 29.X, about 20 trochophores had reached the 3-segmented stage, but many had died. Mortality among the developing larvae was very heavy on 30.X and only 5 were left alive; one of these became a larva with 4 segments on 1.XI.1962.

For the experiments on artificial fertilization, male and female worms already adapted to 50% Baltic sea water were used. Their oocytes had a diameter of 240  $\mu$  and the spermatozooids moved vigorously both in 100% and 50% Baltic sea water. Oocytes fertilized in 50% water developed into gastrulae. After 4 days in 100% Baltic water, the embryos developed into trochophores. Similar experiments with five other female worms gave the same results.

In another experiment worms adapted to fresh water for 10 months were used. After fertilization in 100% Baltic sea water, the embryos developed into trochophores in four days at a temperature of 15°C. The osmotic pressure of the coelomic fluid of *N. diversicolor* adapted to fresh water, expressed as the freezing point depression ( $\Delta$ ), falls to 0.530°C; in worms from 100% Baltic sea water, this value is 0.678°C and in worms adapted to 50% Baltic water 0.559°C.

### Discussion

Table I summarises the results of these experiments, which show that the gametes of *Nereis diversicolor* adapted either to 50% Baltic sea water or to fresh water can attain full maturity and are capable of fertilization. The concentration of the body fluid of worms adapted to 50% Baltic sea water falls to 164 m. equiv. Cl/l and that of worms adapted to fresh water to 145 m. equiv. Cl/l. The present experiments prove that such concentrations of the "milieu interieur" is quite suitable for the development of both the oocytes and spermatozooids. The adult worm's osmoregulatory mechanism successfully ensures the normal development of the gametes, which is independent of the concentration of the external medium.

The example of natural fertilization observed during the course of our studies prove moreover that the sexual products of worms kept in 50% Baltic water survive long enough to accomplish fertilization.

The above experiments do not reveal the dilution of Baltic sea water in which mature gametes become unfit for fertilization; they prove only that in 50% Baltic water (about 54 m. equiv. Cl/l) this process is still possible.



**Fertilization and development of larvae of *Nereis diversicolor* adapted to dilute Baltic water and to fresh water**

Time of adaptation	Concentration of medium		Stage of development	Remarks
	$\Delta$	m. equiv. Cl/l		
7 months in 50% Baltic ( $\Delta=0.185^\circ \approx 54$ m. equiv. Cl/l)	0.185°	54	Trochophore	Spontaneous fertilization in 50% Baltic
	0.420°	123	Larvae with 4 segments	
	0.185°	54	Gastrula	Artificial fertilization in 50% Baltic
	0.420°	123	Trochophore	Artificial fertilization in 100% Baltic
11 months in fresh water ( $\Delta=0.05^\circ \approx 4$ m. equiv. Cl/l)	0.420°	123	Trochophore	Artificial fertilization in 100% Baltic

The absence of pre-larval and larval stages observed in the population of *N. diversicolor* cultured in dilute sea water is not caused by any abnormal development of the gametes but depends rather on the low resistance of the developing embryos and larvae to strongly hypotonic media.

The mature gametes of Baltic worms after the release to outside medium are subjected to the influence of hypotony. In natural conditions the osmotic gradient between the gametes and medium is equal to  $199-114 = 85$  m. equiv. Cl/l., if we assume that spermatozooids and oocytes are isotonic with the body fluid. In the case of worms adapted to 50% Baltic sea water respective gradient is  $164$  (body fluid) —  $54$  (medium) =  $110$  m. equiv. Cl/l. The facts above show that gametes of worms from brackish water tolerate hypotonic media without a loss of their ability to fertilization.

In worms from marine habitat the release of mature gametes is not accompanied by the change of medium concentration, because their body fluid is isotonic with a sea water.

### Summary

1. The maturation of the sexual cells of *Nereis diversicolor* is independent of the concentration of the external medium; this was observed even in worms adapted to fresh water.

2. The fertilization and cleavage of the eggs is not inhibited in 50% Baltic sea water.

3. The spermatozooids of worms adapted to 50% Baltic sea water show normal mobility both in this dilution and in 100% Baltic sea water.



## REFERENCES

1. Bogucki M., 1953. Reproduction and development of *Nereis diversicolor* in the Baltic Sea. Pol. Arch. Hydrobiol. I, 251—270 (Polish with English Summary).
2. Bogucki M., 1954. Adaptation of *Nereis diversicolor* to diluted Baltic water and to fresh water. Pol. Arch. Hydrobiol. II. 237—251 (Polish with English Summary).
3. Bogucki M., and Wojtczak A., 1962. Contractility of isolated muscles of *Nereis diversicolor* O. F. M. cultured in diluted media Pol. Arch. Hydrobiol. X, 231—240.
4. Schlieper C., 1929. Über die Einwirkung niederer Salzkonzentrationen auf marine Organismen. Zeitschr. vergl. Physiol. 9, 478—514.
5. Segerstråle S. G., 1951. The seasonal fluctuations in the salinity off the coast of Finland and their biological significance. Soc. Scient. Fenn. Comment. Biol. 8, 1—27.
6. Smith R. I., 1955a. On the distribution of *Nereis diversicolor* in relation to salinity in the vicinity of Tvärminne, Finland, and the Isefjord, Denmark. Biol. Bull. 108, 326—345.
7. Smith R. I., 1955b. Comparison of the level of chloride regulation by *Nereis diversicolor* in different parts of its geographical range. Biol. Bull. 109, 453—474.







J. Paschalski

## Próba charakterystyki wód tatrzańskich na podstawie zdolności buforowych

Zakład Hydrobiologii Eksperymentalnej Instytutu Biologii Doświadczalnej im. M. Nenckiego  
PAN, Warszawa

Otrzymano 23.I.1963

Określanie typu troficznego wód na podstawie ich zdolności buforowych wprowadził Weiser (1948), stosując zakwaszenie jednej oraz alkalizowanie drugiej próby badanej wody, po wstępnym oznaczeniu ich naturalnego odczynu. Stosował on ponadto zakwaszenie próby poprzednio zalkalizowanej, a uzyskane wyniki przedstawiał w postaci krzywych zbuforowania. Badając wody stawowe różnego typu, podał Weiser (1948) trzy rodzaje krzywych, które mają odpowiadać oligotroficznemu, eutroficznemu i dystroficznemu charakterowi wód. Wobec podobieństwa krzywych oligotroficznych i dystroficznych, lub wystąpienia innych wątpliwości, wyjaśniać ma je, wg Weisera, położenie i przebieg krzywych uzyskanych po zakwaszeniu prób poprzednio zalkalizowanych. Krzywe te bowiem wg Weisera, dla wód oligotroficznych przesuwają się w lewo, a dla wód dystroficznych w prawo w odniesieniu do krzywych pierwotnych. Typy krzywych Weisera oraz przyjęty tu sposób wykreślenia pierwotnych i wtórnych krzywych zbuforowania, podany jest w opracowaniu dotyczącym użycia omawianej metody do badań jezior (Paschalski 1960a).

Opierając się na dotychczasowych wynikach charakteryzowania wód na podstawie ich zdolności buforowych (Weiser 1948, Starmach 1954, Paschalski 1959, 1960a, 1961b), przypuszczano, że zarówno zróżnicowana budowa geologiczna Tatr (mapa 1), jak i inne cechy fizjograficzne ugrupowane w charakterystycznym układzie: turnie, kosodrzew hale, regle, wreszcie indywidualne cechy wód tatrzańskich, winny znaleźć odzwierciedlenie w ich zdolnościach buforowych.

Dotychczas brak jest ogólnej charakterystyki wód tatrzańskich z całego obszaru Tatr Polskich w zakresie czynników fizyko-chemicznych.



Opracowanie niniejsze ma na celu podanie charakterystyki zdolności buforowych wód tatrzańskich w poszczególnych zlewniach z uwzględnieniem różnic zachodzących między zbiornikami odmiennego typu oraz wodami odmiennego pochodzenia.

### Material i metoda

Materiały zebrano w drugiej i częściowo w trzeciej dekadzie lipca 1958. Okres ten charakteryzował się słoneczną pogodą z przejściem lokalnych burz. Trzeba zaznaczyć, że w początkach lipca wystąpiły w Tatrach kilkudniowe silne i nawalne deszcze.

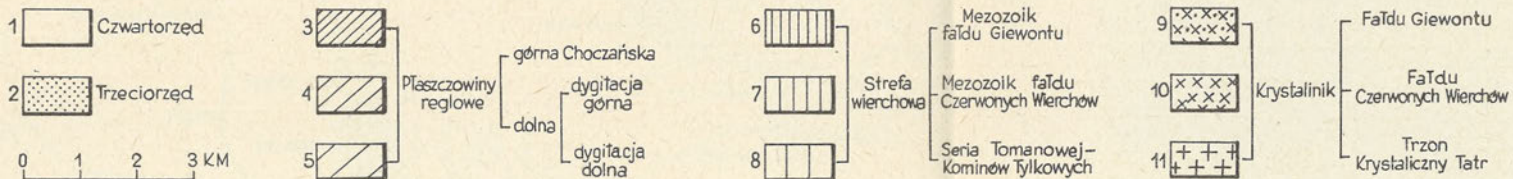
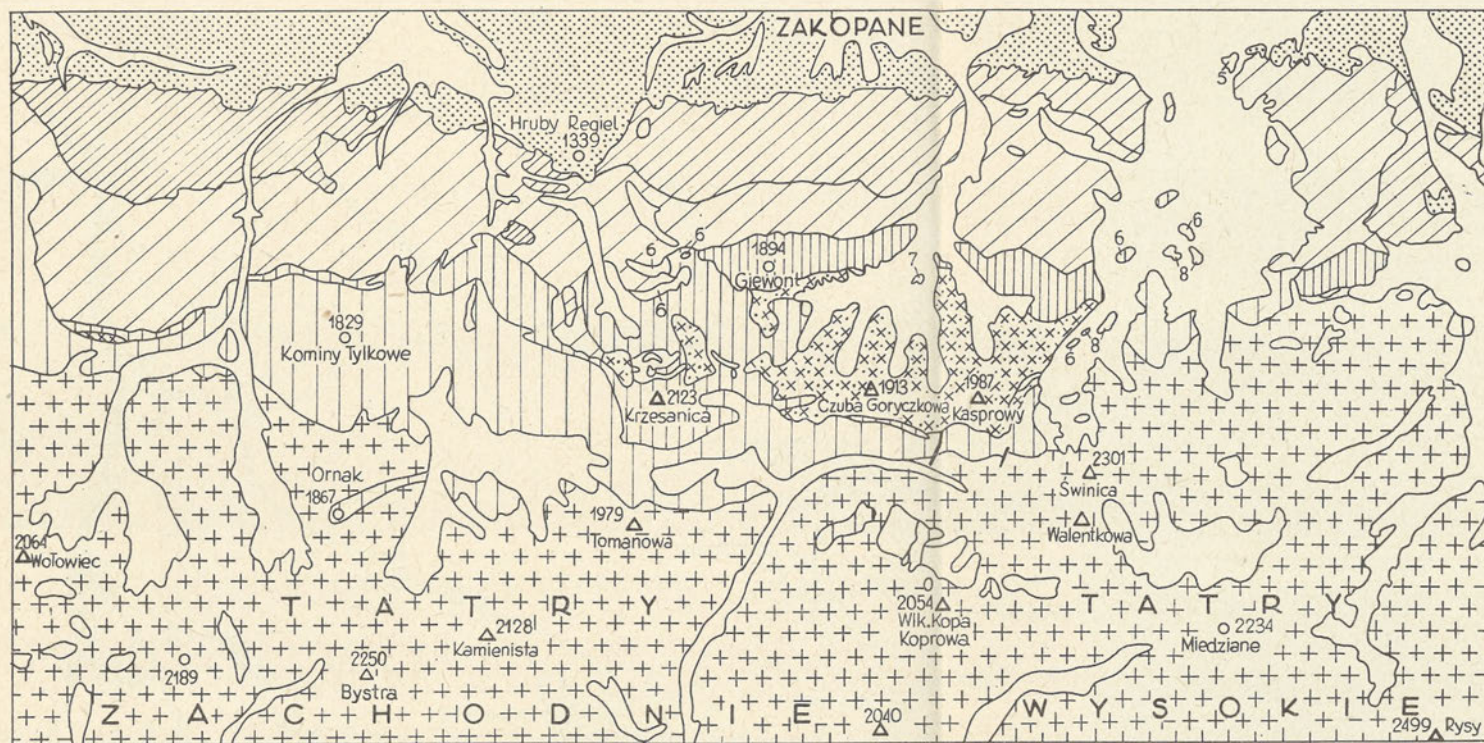
Oznaczanie zdolności buforowych badanych wód przeprowadzono bezpośrednio nad zbiornikiem, zaraz po pobraniu próby o objętości 5 ml, oznaczając za *Starmachem* (1954) odczyn kolorymetrem Czernego oraz zmiany pH wywoływane stopniowym zakwaszaniem jednej próby n/50 HCl i alkalinizowaniem próby drugiej n/50 NaOH. Oznaczenia te przeprowadzono w Tatrach Polskich od Doliny Rybiego Potoku i Białki Tatrzańskiej do Doliny Chochołowskiej włącznie, od początków tych Dolin do dolnej granicy Regli.

Zebrany materiał obejmuje 14 krzywych dla źródeł, 6 dla wywierzysk, 159 dla potoków, 19 dla jezior, 35 dla małych zbiorników, 4 dla starośnięgów, po 1 dla jaskiń, oraz wód utrzymujących się w zespole torfowców (*Sphagnum* sp.) i z ujęcia wodociągu. Rozmieszczenie tych miejsc pobrania prób obrazuje mapa 2 i 3.

W ostatnim dniu badań 27.VII.1958, pobrano szereg prób wody na granicy Tatr Wysokich i Zachodnich. Na obszarze tym bowiem zaznacza się duże zróżnicowanie sieci hydrologicznej. Występuje tu ponadto obszar przejściowy między trzonem krystalicznym Tatr i obszarem utworów osadowych, a więc obszar, gdzie silnie różnicują się geologiczne czynniki genezy wód. Próby te pochodziły z wód powstających z topnienia starośnięgów (mapa 2, 60)<sup>1</sup>, następnie z potoku tworzącego się poniżej topniejących starośnięgów (62) i ze Zmarzłego Stawu (66), do którego wpada ten potok. Pobrano również próby wody ze źródła leżącego przy Zielonym Stawie Gąsienicowym (82) oraz z małego zbiornika Samotniak (95) na Hali Gąsienicowej, ponadto z Wywierzyska Bystrej (133) i Potoku w Dolinie Białego (147). Próby te przewieziono nocą do Warszawy, gdzie w dniu następnym wykonano oznaczenia: odczynu, zdolności buforowej, węglanowości, twardości ogólnej, wapnia i przewodnictwa elektrolitycznego. Odczyn i zdolność buforową oznaczono równocześnie kolorymetrem Czernego oraz odczynometrem lampowym „Cambridge”, dla porównania i wprowadzenia poprawek. Węglanowość oznaczano n/10 HCl, wobec oranżu metylowego. Twardość ogólną i wapń oznaczano wersenianem wobec czerni eriochromowej

<sup>1</sup> W dalszym ciągu tekstu oznaczenie położenia miejsca pobrania próby na mapie 2 i 3 będzie podawane tylko cyfrą arabską, kursywą w nawiasie, a więc np. zamiast (mapa 2, 60) tylko (60).





Mapa 1. Zarys budowy geologicznej Tatr wg Sokółowskiego











Tabela I

## Niektóre cechy chemiczne wód tatrzańskich

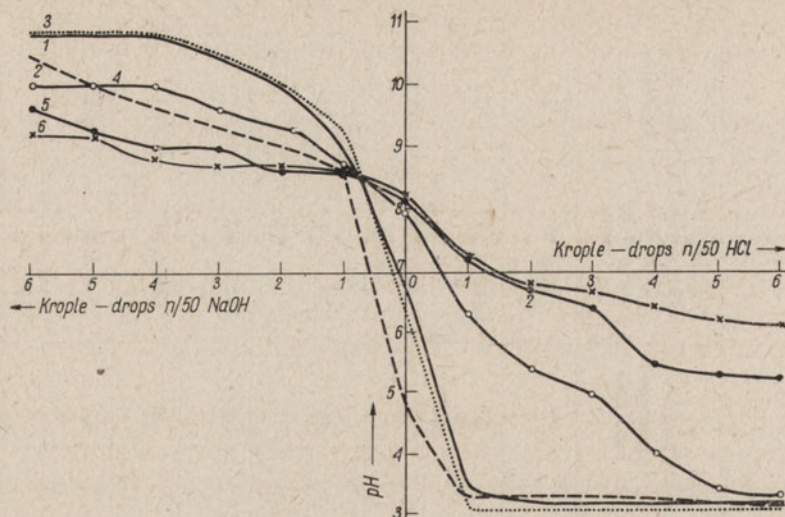
Some chemical features of Tatra waters

Nr	Miejsce pobrania prób wody do analizy Place of sampling	Węglanowość Alkalinity n/10 HCl	Twardość węglanowa Carbonate hardness mg/l CaO	Twardość ogólna Total hardness mg/l CaO	Wapń Calcium mg/l CaO	Magnez Magnesium mg/l CaO	Przewodnictwo elektrolityczne Electrolytic conductivity $\Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$	Mineralność Minerality mg/l
1	Starośniegi pod Zawratem. Oldsnow under Zawrat	śląd. tracce	śląd. tracce	1,0	0,7	0,3	$92 \times 10^{-7}$	6,9
2	Potok pod Zawratem Stream under Zawrat	0,15	4,2	3,4	3,3	0,1	$140 \times 10^{-7}$	10,5
3	Zmarzły Staw (lake)	0,15	4,2	3,9	2,2	1,7	$148 \times 10^{-7}$	11,1
4	Źródło przy Zielonym Stawie Gąsienicowym Source near Zielony Staw Gąsienicowy	0,25	7,0	8,3	7,7	0,6	$235 \times 10^{-7}$	17,5
5	Mały Zbiornik Samotniak Small water body Samotniak	0,1	2,8	2,0	1,4	0,6	$148 \times 10^{-7}$	11,1
6	Wywierzysko Bystrej Outflow of Bystra	1,0	28,0	27,7	25,7	2,0	$847 \times 10^{-7}$	63,5
7	Potok w Dolinie Białego. Stream in the Biały Valley	3,2	89,6	90,1	84,0	6,1	$225 \times 10^{-6}$	191,2

Wody z obszaru krystalicznego (1—4), przejściowego (6), oraz z obszaru utworów osadowych (7). Zbiornik dystroficzny z obszaru przejściowego (5)

The waters from the crystalline region (1—4), transitional region (6), and the region of sedimentary rocks (7), a dystrophic water body from the transitional region (5)





Rys. 1. Krzywe zbuforowania różnych rodzajów wód tatrzańskich

1 — Potok z Doliny Za Mnichem, 2 — Rudy Stawek w Dolinie Pięciu Stawów, 3 — Zadni Staw Gąsienicowy, 4 — Wywierzysko Bystrej, 5 — Potok w Dolinie Białego, 6 — Źródło na Hali Kominiarskiej. Średnia objętość kropli — 0,0625 ml

i mureksydu. Przewodnictwo elektrolityczne oznaczano konduktometrem, a z oznaczenia tego przeliczano za Klut-Olszewskim (1949) stopień mineralności (Paschalski 1959, 1960b) badanych wód. Wyniki zestawiono na tabeli I.

Dla zobrazowania silnie różnicującego się stopnia zbuforowania wód tatrzańskich (rys. 1), sporządzono dziesięciostopniową skalę cyfrową (tab. II) i przyjęto

Tabela II

Sposób określania stopnia zbuforowania wód tatrzańskich  
Method of determining of the degree of buffering power

Nr No.	Ilość kropli użytego n/50 HCl na 5 ml badanej wody. Number of drops of n/50 HCl/50 ml of analysed water	Węglanowość i twardość węglanowa przeliczona z objętości użytego n/50 HCl. Alkalinity and carbonate hardness calculated from the volumes of n/50 HCl used			Stopień zbuforowania Degree of buffering power
		Węglanowość Alkalinity ml n/10 HCl	Twardość węglanowa Carbonate hardness mg/l		Skala liczbowa od I do X. Number scale from I to X
			CaO	CaCO <sub>3</sub>	
1	0	0,0	0,0	0,0	I
2	1	0,25	7,0	12,5	II
3	2—3	0,5 — 0,75	14,0— 21,0	25,0— 37,5	III
4	4—5	1,0 —1,25	28,0— 35,0	50,0— 62,5	IV
5	6—7	1,5 —1,75	42,0— 49,0	75,0— 87,0	V
6	8—9—10	2,0—2,25—2,5	56,0— 70,0	100,0—125,0	VI
7	11—12	2,75—3,0	77,0— 84,0	137,5—150,0	VII
8	13—14	3,25—3,5	91,0— 98,0	165,0—175,0	VIII
9	15—16	3,75—4,0	105,0—112,0	187,5—200,0	IX
10	16	4,25	119,0	212,5	X



odpowiadające jej umowne znaki, które naniesiono na mapę (mapa 2 i 3) w miejscach pobrania prób. Sporządzenie skali oparto na ilości kropli odczynnika  $n/50$  HCl, użytych do oznaczania zdolności buforowej. Z ilości tej, znając średnią objętość kropli (0,0625 ml) oznaczoną miareczkowo i wagowo w różnych temperaturach (10, 15, 20°)<sup>1</sup>, obliczono następnie węglanowość oraz twardość węglanową w mg/l CaO i CaCO<sub>3</sub>.

Węglanowość uzyskaną drogą przeliczenia z ilości zużytego  $n/50$  HCl, do oznaczania zdolności buforowych, porównano z węglanowością uzyskaną miareczkowaniem. Wyniki otrzymane na podstawie przeliczeń były nieco większe od wyników otrzymanych z bezpośredniego miareczkowania, co uwzględniono wprowadzając poprawkę.

W opisach używano nazw podanych na mapach i w „Przewodniku po Tatrach” Zwołińskiego (1958) lub zawartych w opracowaniach Olszewskiego (1939, 1946), a w wypadku braku nazwy, na podstawie wyjaśnień miejscowych pracowników schronisk lub pasterzy, wreszcie określano je według położenia, czy cech charakterystycznych.

## Przegląd wyników

### I. Dolina Białki Tatrzańskiej

Górnym zachodnim ramieniem Doliny jest zlewnia Rybiego Potoku. Początkiem zlewni jest Czarny Staw nad Morskim Okiem wraz z wypływającym z niego potokiem, oraz wody stojące i spływające z Doliny za Mnichem. Czarny Staw (1) ma wody zbuforowane w śladach (I)<sup>2</sup>, o wybitnie oligotroficznym typie krzywej zbuforowania (rys. 2). Łączy się to z fizjograficznym obrazem jego zlewni, która górą jest zupełnie skalista, a dołem prawie że nie posiada jeszcze szaty roślinnej. Występujące tu latem wody tworzą się z topniejących starośniegów oraz z opadów. Wsiąkają one w szczeliny skalne lub spływają do jeziora, po krótkich granitowych i stromych stokach zlewni.

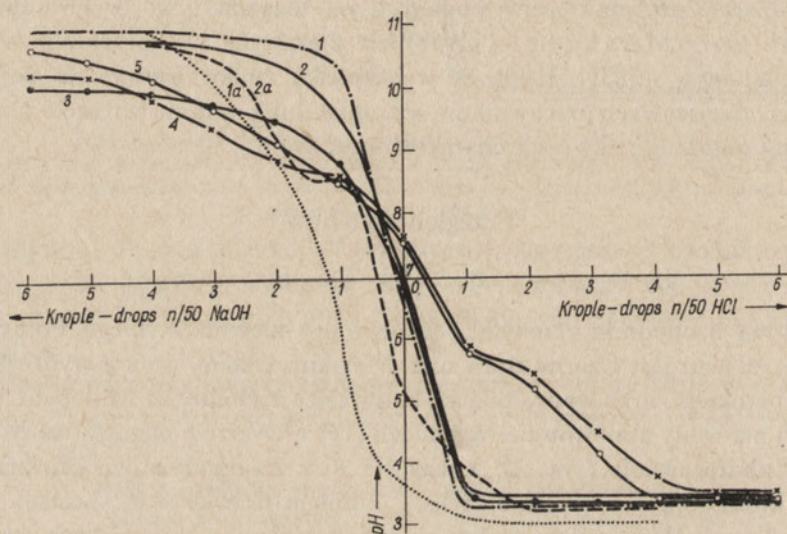
Druga południowo-zachodnia część zlewni Rybiego Potoku, to skalisty kocioł Doliny za Mnichem. W Dolinie tej leżą okresowo zanikające Stawki Staszica lub Białe Stawki (7, 8, 9), z których wypływa potok, początkowo korytem podziemnym, a następnie otwartym i wpada do Morskiego Oka (10, 13, 14). Z uwagi na bliskość dużych płatów starośniegów (4), leżących pod Wrotami Chałubińskiego, oznaczono zdolność buforową powstających z nich wód. Stwierdzono, że są one pozbawione tej zdolności. Tworzący się z tych wód potok (5, 6), płynący ku Stawkom, wykazał ślad zbuforowania (II). Podobnie

<sup>1</sup> Zakres temperatur, w których obliczono objętość kropli, dobrano tak, aby odpowiadał on w przybliżeniu zakresowi zmian temperatur powietrza, jakie mogły występować w czasie prowadzenia prac terenowych.

<sup>2</sup> Cyfra rzymska w nawiasie okrągłym oznacza przyjęty, jak to pođano w tab. II, stopień zbuforowania badanej wody.



i Stawki wykazały tylko ślady zbuforowania (II), zapewne na skutek jeszcze wyższego położenia (1785 m n.p.m.) w porównaniu do Czarne Stawu (1580 m) i to w pozbawionej szaty roślinnej skalisto-kamienistej dolinie wysokogórskiej, jak i na skutek zróżnicowania podłoża skalnego (T o k a r s k i 1959). Mogło to również wynikać z ich niewielkich rozmiarów sprzyjających bezpośredniemu oddziaływaniu na Stawki dopływających wód powstałych ze starośniegów. Rozdzielenie poszczególnych Stawków naturalnymi gołbami, utworzonymi z luźno leżących głazów i kamieni, nie ogranicza możliwości przepływu wód przez Stawki. Przepływ taki obserwowano w dniu badań. Być może, że w obrazie zbuforowania wód Stawków zaznaczył się ponadto wpływ wspomnianych deszczów nawalnych, wobec krótkiej otaczającej Stawki zlewni, niewielkich



Rys. 2. Krzywe zbuforowania wód w zlewni Białki Tatrzańskiej

1 — Czarny Staw, 1a — Czarny Staw — zakwaszenie po zalkalizowaniu, 2 — Morskie Oko, 2a — Morskie Oko — zakwaszenie po zalkalizowaniu, 3 — Rybi Potok, 4 — Potok Waksmundzki, 5 — Białka Tatrzańska poniżej ujścia potoku Waksmundzkiego

rozmiarów Stawków w czasie badań, oraz przepuszczalnego kamienistego dna sprzyjającego wnikaniu w podłoże wody, a zatem i szybkiej jej wymianie. Jeden ze Stawów, Stawek Dolny Mały (9), leżący na skraju Doliny, przy ścieżce na Szpiglasową Przełęcz, był już tylko wypełniony resztką wody stagnującej w misce z czarnych osadów. Miska ta znajduje się w zagłębieniu skalnym wysłanym produktami wietrzenia otaczających skał i podłoża. Woda stawku wykazała silniejsze zbuforowanie (III) niż pozostałych (II), wypełnionych jeszcze dość dobrze wodą Stawków, Środkowego — Wielozdzielnego (8) i Wyżniego — Okrągłego (7). Zbuforowanie wód Stawku Małego pochodziło zapewne od wpływów opisanego otoczenia i podłoża.

Potok (10) wypływający ze Stawków Staszica i spływający ku Morskiemu



Oku, miał wody tak jak one zbuforowane w śladach (II), (rys. 1). Stwierdzono to również w lewostronnym dopływie omawianego potoku (10) oraz w małym zbiorniku (12) leżącym w misie wysłanej otoczkami i żwirem, koło ścieżki na Szpiglasową Przełęcz. Dopiero dalszy odcinek potoku, przed ujściem do Morkiego Oka (14), wykazał niewielki wzrost zdolności buforowych.

Wody Morskiego Oka (3) były nieznacznie (III) zbuforowane (rys.2), jednak nieco silniej niż Czarnego Stawu i wód stagnujących czy płynących z Doliny Za Mniczem. Wzrost ten łączyć się może z zatrzymywaniem się w zbiorniku doprowadzanych do niego produktów wietrzenia skał i rumoszków kamiennych oraz przechodzeniem do roztworów składników mineralnych ze skalistych stoków misy jeziora, wreszcie jako wynik przemian chemicznych zachodzących w masach wodnych i w naddanych warstwach wód jeziora (Stangenberg 1937, Olszewski 1946). Lepsze zbuforowanie wód Morskiego Oka w porównaniu do Czarnego Stawu uwidaczniają, niezależnie od pierwotnych krzywych zbuforowania, dodatkowe krzywe wtórne (rys. 2). Wtórna krzywa zbuforowania dla Morskiego Oka leży bowiem bliżej pierwotnej i ma mniej stromy przebieg w porównaniu do krzywej dla Czarnego Stawu (Paschalski 1960a).

Rybie Potok (15) przy wypływie z Morskiego Oka oraz przy ujściu (16) do niżej leżących stawków zwanych Małe Morskie Oko, lub Żabie Oko, czy Rybie Stawki (21), miał wody tak samo zbuforowane (III) jak Morskie Oko. Taką samą zdolność buforową (III) wykazały wody wymienionych Stawków. Zdolność buforowa wód środkowej (23) i dolnej (24) części Rybiego Potoku obniżyła się nieco (II). Obniżenie to może wynikać z dopływu wód źródłanych, wykazujących brak (I) lub tylko ślady (II) zbuforowania (17, 19). Mogą tu również mieć wpływ wody spływające z kwaśnych łąk i polan.

Wody źródeł u podnóża Czuby (17) oraz pod stokami Opalonego (19), zawierały zaledwie ślady (II) zbuforowania, lub były pozbawione (I) zdolności buforowych. Występujące po lewym i prawym brzegu początkowego odcinka Rybiego Potoku małe zbiorniki (18, 20), miały wody silnie zakwaszone ( $\text{pH} = 4, 3$ ), brązowo zabarwione, a więc zdystrofizowane i w związku z tym pozbawione zdolności buforowych (I), na skutek zakwaszającego działania otaczających je zespołów roślinnych.

Wody Białki Tatrzańskiej wykazały nieznaczny wzrost zdolności buforowych (III), przed ujściem Potoku Roztoka (24) i poniżej (26). Dalsze, nieco silniejsze ich zwiększenie (IV), nastąpiło poniżej ujścia Potoku Waksmundzkiego (29). Wody tego Potoku (28), (rys. 2) i jego dopływu Potoku Palenica (27), były silniej zbuforowane (V) niż wody w opisanych górnych częściach zlewni. Wzrost zdolności buforowych wód Potoku Waksmundzkiego mógł nastąpić na skutek zmian charakteru geologicznego zlewni, to jest pojawienia się utworów osadowych (mapa 1).

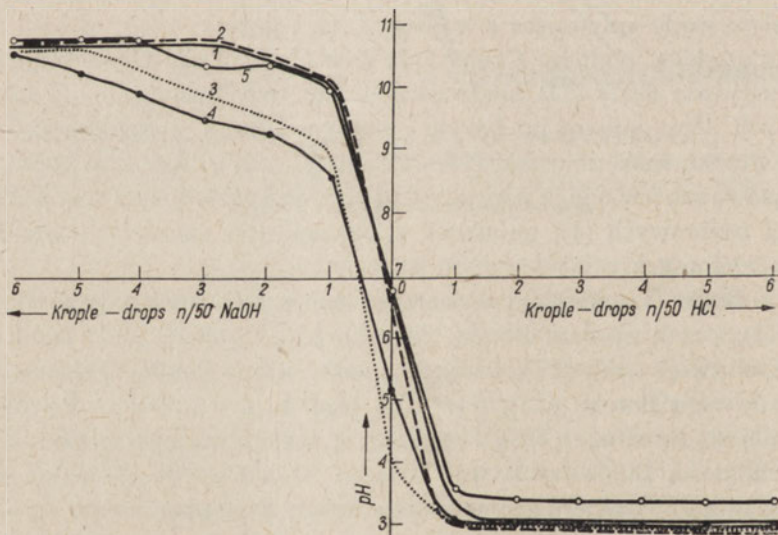
Przedstawiony obraz zdolności buforowych wód w zlewni Rybiego Potoku wskazuje na brak lub ślady tych zdolności w górnej części zlewni, charakte-



ryzującej się naszkicowanymi wyżej stosunkami fizjograficznymi. Zdolność ta wzrosła nieco w Morskim Oku i utrzymywała się tak z małymi odchyleniami w Rybim Potoku i w Białce Tatrzańskiej, do ujścia Potoku Waksmundzkiego. Poniżej ujścia tego Potoku, zdolność buforowa (rys. 2) wód Białki wzrosła (IV). Jest to zrozumiałe wobec tego, że źródłiska Białki i jej górny bieg znajdują się w takich samych warunkach fizjograficznych jak Rybiego Potoku, a duże ilości słabo zbuforowanych wód, szybko spływają stromym korytem wysłanym granitowymi głazami oraz, otoczkami i żwirem. Dopiero zmiany w charakterze geologicznym zlewni z krystalicznego na osadowy, powodują równocześnie zmiany w postaci wzrostu zdolności buforowych badanych wód. Przeciwnego rodzaju zmiany powstają w wypadku dystrofizowania się wód wypływających źródłami helokrenowymi oraz wód małych zbiorników, co powoduje brunatne zabarwienie się tych wód i ich zakwaszenie oraz obniżanie zdolności buforowych.

## II. Dolina Pięciu Stawów i Roztoka

Wody spływające od grani, a często bezpośrednio ze starośniegów, czy wypływające źródłami ze skalistych stoków i tworzące potoki a następnie stagnujące w jeziorach i odpływające z Doliny Potokiem Roztoka wykazały brak, ślady czy niewielki stopień zbuforowania (mapa 2). Charakter krzywych zbuforowania wód starośniegów (rys. 3) i większości potoków oraz jezior wskazuje na ich skrajną oligotrofię. Zarysowujące się niewielkie różnice w zdolnościach buforowych wód Doliny, wynikać mogą z akumulacji substancji buforujących



Rys. 3. Krzywe zbuforowania wód w zlewni Roztoki

1 — Zadni Staw, 2 — Woda ze starośniegu, 3 — Woda wypływająca z torfowca (*Sphagnum* sp.), 4 — Potok z kwaśnych łąk, 5 — Potok Roztoka



w zbiornikach wód stojących, oddziaływania skalnych mis i przemian chemicznych zachodzących w zbiornikach.

Od tego tak charakterystycznego swą jednostajnością obrazu zbuforowania wód Doliny, odbiegają niektóre wody strumieni i małych zbiorników. W szczególności, spośród zakwaszonych i podbagnionych łąk, występujących głównie w lewej części Doliny, wysączają się i spływają, zwłaszcza z zespołów torfowców, (*Sphagnum* sp), charakterystyczne brunatno zabarwione i silnie zakwaszone strumyki (41, 42, 48, 49). Wody ich pozbawione są zdolności buforowych (rys. 3). Wśród tych łąk występują również małe zbiorniki. Dwa największe z nich, leżące między szlakiem turystycznym z Zawratu a Wielkim Stawem, które badano i nazwano „Rude Stawki” (45, 46), wykazały brak zdolności buforowych przeciw zakwaszeniu z zaznaczającą się nieco lepiej zdolnością buforowania alkalki (P a s c h a l s k i 1960a). Przebieg krzywych buforowych wskazuje na ich silną dystofię (rys. 1). Natomiast zbiorniki leżące na lewym brzegu Potoku Roztoka (50, 51) były zbuforowane w śladach (II) i słabo zdystrofizowane, a przy Czarnym Stawie (35, 36) pozbawione zdolności buforowych (I).

Dla lepszego zorientowania się o wpływie torfowców (*Sphagnum* sp), na cechy wód powierzchniowych, oznaczono zdolność buforową wody wysączającej się z nich bezpośrednio (44). Zdolność ta, przy dużym zakwaszeniu wody (pH = 4,0) nie istniała, a krzywa była w zdecydowanym typie dystroficznym (rys. 3).

Z pozostałych małych zbiorników, których zdolność buforową oznaczono, zbiornik przy Stawie Przednim (55) wykazał, przy braku zabarwienia charakterystycznego dla dystrofii, silniejsze zbuforowanie (IV), zapewne w wyniku przebywania w jego bliskości zwierząt gospodarczych.

Odwadniający Dolinę Pięciu Stawów, Potok Roztoka (57, 58, 25), zachował aż do ujścia nieznaczne zbuforowanie (II) swych wód, a krzywe zbuforowania wskazywały na ich oligotrofię (rys. 3).

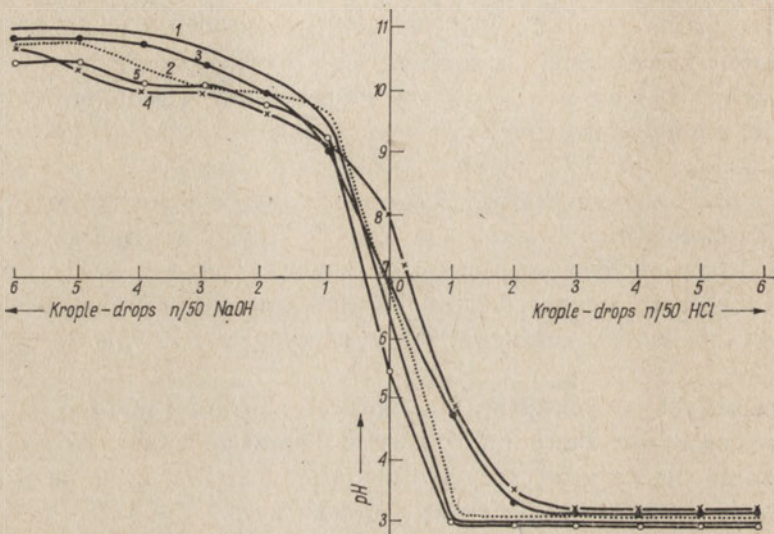
Zaobserwowane różnicowania środowiska abiotycznego małych zbiorników Doliny, na skutek wpływu podłoża i otoczenia, czy kontaktujących się z nimi zespołów organizmów, są dobrym przykładem odchylenia się cech tego środowiska i indywidualizowania się małych zbiorników w porównaniu do nikłego różnicowania się cech środowiska abiotycznego pozostałych zbiorników. Jeziora bowiem oraz potoki, których wody nie są pod zakwaszającym wpływem podbagniowych łąk, czy humusów tworzących się wśród kosówki, lub w lasach, wykazują przy silnej oligotrofii, małe różnicowania zdolności buforowych.

### III. Dolina Stawów Gąsienicowych i Suchej Wody

Leżące w najwyższych częściach Doliny w skalistym otoczeniu górskie jeziora, małe zbiorniki, czy wypływające tam źródła lub potoki, często tworzące się poniżej starośniegów, wykazują brak (I) lub ślady (II) zdolności buforowych swych wód. Przykładem tego mogą być Zmarzły Staw pod Zawratem (66),



(rys. 4) i obok leżący mały zbiornik „Śniegowy” (65), który znajdował się w bezpośredniej styczności ze starośniegiem. Następnie leżący na stoku pod Świnicą Zadni Staw Gąsienicowy (74), (rys. 1) wraz z dopływem (72), Długi Staw (75) oraz jego dopływ (74), i odpływ (76) oraz niżej leżący w początkach trawiastej już częściowo Doliny i po jej prawej stronie Czerwony Stawek (77), przyjmujący potok od Długiego Stawu (76). Czerwony Stawek lewy (78) i Staw Kurtkowiec, a dalej Zielony Staw Gąsienicowy (81), (rys. 4), wykazały już ślady (II) zbuforowania. Również jedno ze źródeł w jego otoczeniu (82) i jeden z dopływów (80) wykazały ślady (II) zdolności buforowych.



Rys. 4. Krzywe zbuforowania wód w zlewni Suchoj Wody

1 — Zmarzły Staw pod Zawratem, 2 — Zielony Staw Gąsienicowy, 3 — Potok od Suchoj Doliny, 4 — Potok Suchoj Woda, 5 — Staw Toporowy Niż

Podmokłe najczęściej kwaśne łąki przybierają na znaczeniu w miarę obniżania się doliny. Oddziałują one wyraźnie na sąsiadujące potoki oraz liczne małe zbiorniki wodne (mapa 2), które wykazują brak zbuforowania, przy obniżonym odczynie oraz brunatnym zabarwieniu wody, co łącznie z charakterem krzywych zbuforowania, wskazuje na dystrofizowanie się tych zbiorników.

Wobec pojawienia się pierwszych obszarów przejściowych między Tatrami Wysokimi, krystalicznymi, a Tatrami Zachodnimi gdzie występują utwory osadowe, przebiegających przez obszar Doliny w rejonie Przełęczy Liljowe (Książkiewicz i Salmonowicz 1952, Michalik 1959), wody spływające z tej przełęczy i od sąsiednich stoków, winny posiadać większą zdolność buforową. Jednak brak wód powierzchniowych na tym obszarze, poza wodami niewielkiego potoku (91) płynącego od Suchoj Doliny (rys. 4) oraz wód małego zbiornika (92), do którego wpada ten potok, o nieco zwiększo-



nym zbuforowaniu (III), powoduje, że tylko wody tego potoku i zbiornika mogą jedynie wskazywać na obecność utworów osadowych (mapa 1).

Zanikające na Hali Gąsienicowej w zbiorniku Jedyniak (98), wody spływające z górnych odcinków Doliny Stawów Gąsienicowych, jako Potok Sucha Woda, pojawiają się znowu na powierzchni, poza innymi miejscami ich wypływu zapewne i poniżej schroniska „Murowaniec”, aby spływając przez lasy i łącząc się z Potokiem Czarnostawiańskim (71) odtworzyć ponownie Potok Sucha Woda. Należy podkreślić, że tworzący się zaraz poniżej Schroniska jeden z tych potoków jest silnie zanieczyszczony przez ściek asenizacyjny Schroniska. Zdolność buforowa Potoku Sucha Woda, poniżej Hali Gąsienicowej (71), jest początkowo nieznaczna (III), następnie wzrasta niewiele (100) i tak utrzymuje się do przyjętej granicy badań (101), (rys. 4). Prawobrzeżne małe dopływy od Łopaty (69) i Żółtej Turni (99), wykazują ślady (II) zbuforowania. Wody w Dolinie Pańszczycy wykazują ślady (II) zbuforowania, a w szczególności dopływ Czerwonego Stawku (102). Sam Stawek (103), ma już wody nieco silniej zbuforowane (III), niż jego dopływ. Potok (104) pojawiający się poniżej Czerwonego Stawku wykazuje ślady (II) zbuforowania, a stan ten utrzymuje się do jego ujścia do Suchoj Wody (105).

W dolnej lewej części zlewni Suchoj Wody leżą śródlądne Stawy Toporowe, powyżej których znajduje się duża zabagniona polana.

Wody tej zabagnionej polany i Stawy Toporowe połączone są idąc od tej polany przepływami, a od Toporowego Niżniego, przez wąskie i płytkie połączenie odgałęzia się mały stawek, ku nieczynnemu w okresie badań odpływowi. Potok (107) wypływający z wymienionej polany, a wpływający do Toporowego Wyżniego (108), miał wody brunatno zabarwione i zakwaszone ( $\text{pH} = 4,3$ ) bez zdolności buforowych przeciw zakwaszeniu o dystroficznym typie krzywej zbuforowania. Wody Stawu Toporowego Wyżniego (108), silnie już spłyconego i zarośniętego dużymi skupieniami torfowców (*Sphagnum* sp.), były również silnie zabarwione i zakwaszone ( $\text{pH} = 4,1$ ). Staw Toporowy Niżni (110) miał wody o nieco wyższym odczynie ( $\text{pH} = 5,4$ ). Były one nadal brunatnie zabarwione, bez zdolności buforowych przeciw zakwaszeniu. Wody Toporowego Małego (111), miały ten sam odczyn co Niżniego, wykazywały one już jednak ślady zbuforowania (II). Krzywe zbuforowania wód opisanych Stawów wykazują bardzo zbliżony przebieg i są w typie dystroficznym (rys. 4).

Przedstawiony obraz zdolności buforowych wód i próba określenia ich typu wykazały, że na obszarze Doliny Stawów Gąsienicowych i w Dolinie Suchoj Wody, podobnie jak w poprzednio opisanych dolinach, występują wody bez zdolności buforowych, skrajnie oligotroficzne lub dystroficzne. Wody oligotroficzne w miarę obniżania się doliny wykazują nieznaczne zwiększanie się zdolności buforowych. Leżące przy końcu Doliny śródlądne Stawy Toporowe z uwagi na wpływ otaczających je lasów oraz na procesy załadowywania, a zwłaszcza



cza z uwagi na występowanie torfowców (*Sphagnum* sp.), są zdystrofizowane oraz pozbawione zdolności buforowych.

Spodziewany ewentualny wzrost zdolności buforowych wód w związku z pojawieniem się pierwszych zróżnicowań geologicznych (Książkiewicz i Salmonowicz 1952, Michalik 1955), między Tatrami Wysokimi a Zachodnimi, zaznaczył się bardzo słabo i tylko na niewielkim potoku (91) płynącym od Suchej Doliny oraz w małym zbiorniku (92), do którego wpada ten potok. Wobec braku wód powierzchniowych na obszarach przejściowych, nie można było wyznaczyć innych rozgraniczeń.

#### IV. Dolina Olczyńska

W górnych częściach Doliny Olczyńskiej i w jej dolinach bocznych, brak było wód w korytach potoków, nie stwierdzono również źródeł na stokach. Dopiero przy starej nartostradzie, na stoku w lewo od Wywierzyska, stwierdzono źródła (113), których woda była dość dobrze zbuforowana (VII). W korycie Potoku, nieco powyżej Wywierzyska, stwierdzono źródło (114) dające początek Potokowi Olczyńskiemu o wodzie dość dobrze (VII) zbuforowanej. Płynący przez Hałę Olczyńską (115) lewobrzeżny dopływ potoku Olczyńskiego, miał wody bardzo słabo zbuforowane (IV), zapewne wobec zakwaszającego działania podmokłych łąk. Wpływające gwałtownie i obficie Wywierzysko Olczyńskie (116) miało wody słabo zbuforowane (V), a stan ten utrzymywał się do Jaszczurówki (120). Wśród lewobrzeżnych dopływów — Potok Świński (119), miał wody przeciętnie (VI) zbuforowane (rys. 5), natomiast potok płynący od Suchej Brzeżki (120), dość dobrze (VII) zbuforowane.

Stopień zbuforowania wód Wywierzyska Olczyńskiego, który okazał się słaby (V), zdaje się wskazywać na pochodzenie wód wypływających Wywierzyskiem z zachodniego obszaru krystalicznego Hali, przez utwory akumulacji lodowcowej i warstwy osadowe. Pewien wzrost zdolności buforowych wód Wywierzyska wynikać może ze wzajemnego oddziaływania wód w przepływie podziemnym na podłoże i odwrotnie, zwłaszcza w strefie utworów osadowych. Wynikać on może również z ewentualnego dopływu podziemnych wód krasowych silnie zbuforowanych.

Utrzymywanie się do końca doliny takiego samego stopnia zbuforowania wód Potoku Olczyńskiego, jak jego Wywierzyska, jest zrozumiałe wobec znacznej przewagi ilościowej słabo zbuforowanych wód Wywierzyska w wodach Potoku w porównaniu do jego nielicznych i niewielkich dopływów, mimo, że są one znacznie lepiej zbuforowane.

Zdolność buforowa wód Doliny Olczyńskiej wykazuje przejście od wód pozbawionych zdolności buforowych, czy zbuforowanych w śladach lub nieznacznie, co stwierdzono w wodach występujących w obrębie trzonu krystalicznego Tatr, przez wody przeciętnie, do dobrze, czy silnie zbuforowanych,



występujących w obszarze utworów osadowych (mapy 1, 2, 3). Zarysowują się więc tu wyraźnie, stopniowe silne zmiany zachodzące w obrazie zdolności buforowych wód obszaru przejściowego między obszarem krystalicznym o wodach słabo zbuforowanych, a obszarem gdzie występują utwory osadowe o wodach dobrze czy silnie zbuforowanych (rys. 1).

## V. Dolina Bystrej

Wody górnej zlewni Doliny Bystrej, a w szczególności jej wschodniej części, to jest wody Wywierzyska Kasprowego w Dolinie Stare Szalasiska (137) i Potoku Kasprowego (138), swym nieznacznym stopniem zbuforowania (III), przypominają wody dolnych części dotychczas opisanych obszarów krystalicznych. Pochodzić one mogą z Doliny Suchej Kasprowej oraz Doliny Stawów Gąsienicowych, przedostając się z tych obszarów przepływami podziemnymi, na obszary niżej położone.

Wody spływające wieloramiennym wachlarzem z Doliny Goryczkowej i Świńskiej na Hałę Goryczkową (122, 123, 124), wykazują tylko ślady zbuforowania (II). Tak jest również na powstałym z tych wód Potoku Goryczkowym (125). Natomiast jego dopływ, od Suchego Wierchu (126), czy leżące u jego podnóża małe zbiorniki (127, 128), do których wpływa ten potok, miały wody nieznacznie zbuforowane (III). Zanikłe w rumoszach dna Doliny, a wypływające już niedaleko Potoku Bystra, wody Potoku Goryczkowego (129), były w porównaniu do stanu poprzedniego nieco silniej zbuforowane (III).

Zachodnia część zlewni, to jest obszar Doliny Kondratowej, był bezwodny. Jedynie tylko sączył się niewielki przelew ze zbiornika wodociągowego Schroniska (145), wykazujący bardzo słabe (IV) zbuforowanie.

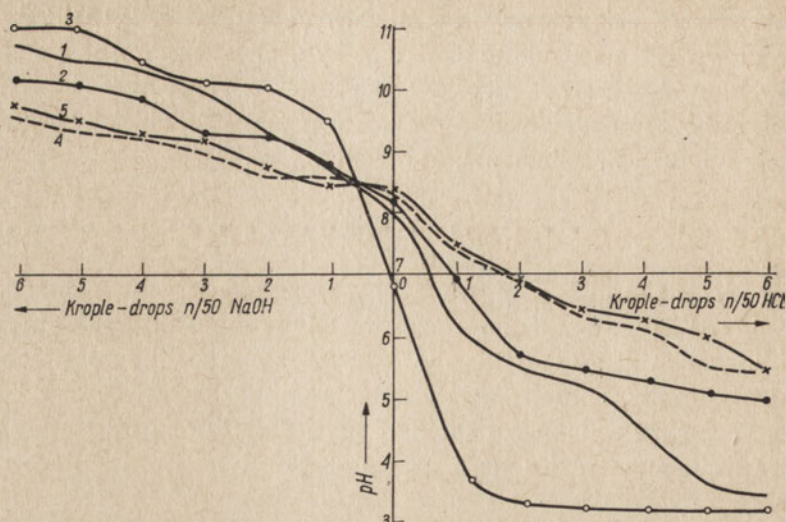
Wody źródeł (132) i małych potoków (130) wypływających poniżej pętli nartostrady z Hali Kondratowej, a tworzące Potok Kondratowy (131), miały wody nieznacznie (III) zbuforowane (rys. 5).

Słabo zbuforowane (IV), (rys. 1) okazały się wody Wywierzyska Bystrej (133). Stan ten utrzymywał się nadal na Potoku Bystra (134, 135) oraz wystąpił również w prawobrzeżnych źródłach (136), podczas gdy wody wypływającego ponownie Potoku Goryczkowego (129), były od nich słabiej (III) zbuforowane.

Znaczne zwiększenie zdolności buforowych (VII, VIII) stwierdzono niżej w wodach prawobrzeżnych i lewobrzeżnych dopływów Potoku Bystra (139, 140, 141, 142). Zwiększenie tych zdolności stwierdzono również w omawianym Potoku (VII), gdy mija on dolną granicę Regła (143), (rys. 5).

Nieznaczne (III) lub bardzo słabe (IV) zbuforowanie wód w Dolinie Stare Szalasiska (137) i Kasprowej (138), następnie Potoku Goryczkowego (125, 129) oraz Kondratowego (131), przed wszystkim jednak wód Wywierzyska Bystrej pod Kalacką Turnią (133), jak i sąsiadujących z Wywierzyskiem prawobrzeżnych źródeł (136), wreszcie górnej części Potoku Bystra (134, 135), wskazywał





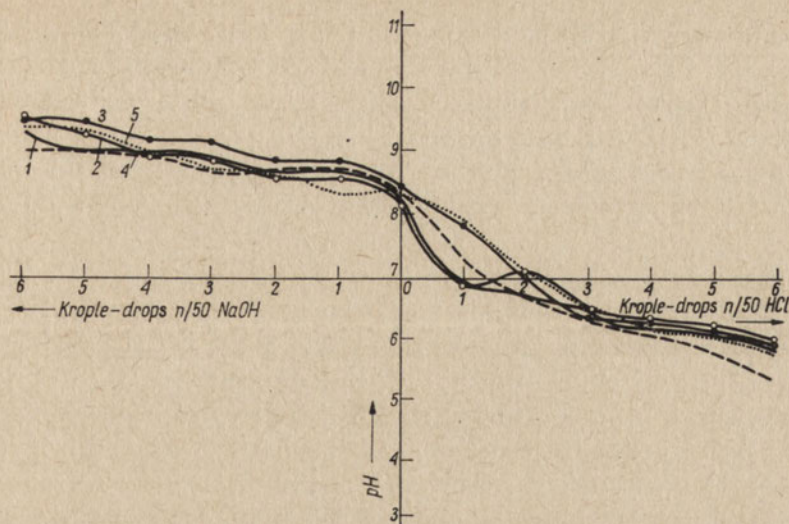
Rys. 5. Krzywe zbuforowania wód w zlewni Olczyskiego (1, 2) i Bystrej (3, 4, 5)  
1 — Wywierzysko Olczyskie, 2 — Potok Swiński, 3 — Potok Kondratowy, 4 — Potok od Bocznia, 5 —  
Bystra w Kuźnicach

może, że wody te są związane głównie z utworami krystalicznymi, to jest z czapkami krystalicznymi fałdu Giewontu, leżącymi w partiach szczytowych grani głównej od Kasprowego do Czerwonych Wierchów (Książkiewicz i Salmonowicz 1952, Passendorfer 1952, Sokołowski 1959). Obserwowany pewien wzrost zdolności buforowych wód Wywierzyska Bystrej, jednak w stopniu bardzo słabym (IV), wynikać może z pewnego kontaktu tych wód w przepływie podziemnym z utworami osadowymi i dopływu innych lepiej zbuforowanych wód krasowych. Ilość tych wód w wodach Wywierzyska musi być jednak nieznaczna w porównaniu do ilości słabo zbuforowanych wód spływających z obszaru krystalicznego. Łączyć się to musi z budową geologiczną odwadnianego obszaru (mapa 1), wykazującą zdecydowaną przewagę utworów krystalicznych nad utworami osadowymi (Guzik i Sokołowski 1959).

## VI. Doliny Regła Zakopiańsko-Kościeliskiego

Wody potoków powyższej grupy dolin były dość dobrze (VII), dobrze (VIII) i bardzo dobrze (IX) zbuforowane (rys. 1 i 6). Silnie zbuforowanymi (X) były wody źródła pod Regłami (151). Te tak znaczne, a nawet krańcowe dla wód Tatrzańskich zdolności buforowe wód omawianych Dolin, wiążą się z geologicznym charakterem Regła (mapa 1). Dotyczy to zwłaszcza wód dolnych części Potoków Za Bramką (152) i Staników (155), jak i wód źródłanych pod Regłami (151), co łączyć się musi z wchodzącym na południe w obszar Regła, a zwłaszcza Hrubego Regła, eocenem (mapa 1).





Rys. 6. Krzywe zbuforowania wód potoków

1 — Strażyski, 2 — Za Bramką, 3 — Staników, 4 — Jaroniec, 5 — Lejowy

## VII. Dolina Kościeliska

Wysoko w górnej części zlewni Potoku Kościeliskiego leżą niewielkie zbiorniki wodne Siwe Stawki (mapa 3). Stawek Wyżni (157) miał ślady (II) zdolności buforowych, a Niżni (158) był ich zupełnie pozbawiony (I) w związku z wyraźniej zaznaczającymi się w nim procesami dystrofizacji. Leżący powyżej opisanych Stawków, mały zbiornik (156), miał wody silniej od nich zbuforowane (IV). Wynika to zapewne z jego położenia, przy stromym stoku, wśród kamienisto żwirowego podłoża, gdzie może być zasilany, wodami źródłanymi. Jest on więc zbiornikiem wód tworzących się i stagnujących bezpośrednio w podłożu, bez istotnego wpływu zewnętrznego otoczenia.

Wody górnej części Potoku Kościeliskiego (159, 160), były nieznacznie (III) zbuforowane (rys. 7). Wody dopływów wymienionej części Potoku Kościeliskiego, Potok Babie Nogi (162, 163) i Dolinka (166, 167), były silniej choć jeszcze bardzo słabo (IV) zbuforowane. Potok Ornak (168) wykazał tylko ślad (II) zdolności buforowych. Potok Paniański wykazał w górnym biegu (174), nieznaczne (III) zbuforowanie, które wzrosło wyraźnie do przeciętnego (VI) w dolnej jego części (155). Wzrost ten wystąpił zapewne dlatego, że Potok ten, a zwłaszcza jego prawobrzeżne dopływy wypływają głównie z Ornaku, gdzie występują jeszcze utwory krystaliczne (mapa 1). Płynąc następnie wśród utworów osadowych Rzędów i Smytniańskich Turni z serji Tomanowa — Kominy Tyłkowe, zwiększa on swe zdolności buforowe.

Charakterystyczny był pewien wzrost zdolności buforowych wód Potoku Kościeliskiego, poniżej ujścia Potoku Babie Nogi (164) o wodach silniej od

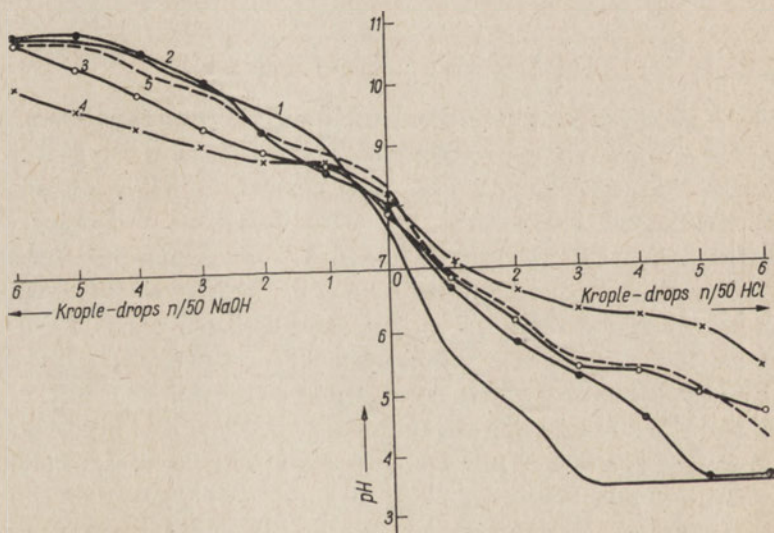


niego zbuforowanych, a następnie ponowne obniżenie się tej zdolności w Potoku Kościeliskim (165), zapewne pod wpływem wód spływających z Ornak (mapa 1).

Zlewisko Potoku Tomanowego w górnej części, miało wody nieznacznie zbuforowane (III) — Potoki Smreczyńskie (176, 177) i Suchy Tomanowy (178). Zbuforowanie to utrzymywało się w części środkowej (180) i wzrastało nieco (IV) w części dolnej, przed ujściem omawianego Potoku do Potoku Kościeliskiego (181).

Wody jedyne jeziora Tatr Zachodnich — Smreczyńskiego Stawu (172), nie były zbuforowane (I). Stwierdzono natomiast ich silne zakwaszenie ( $\text{pH} = 4,6$ ) i charakterystyczne dla dystroficznych zbiorników brunatne zabarwienie.

Wody środkowej części Potoku Kościeliskiego, poniżej Hali Ornak (182, 183, 184), wykazały pewien wzrost zdolności buforowych, jednak wody Potoku były wciąż jeszcze bardzo słabo (IV) zbuforowane. Poniżej ujścia wód spod Skály Pisanej (185) i Raptawickiej Turni (186, 187), stwierdzono dalszy niewielki (V), wzrost zdolności buforowych, które dopiero blisko granicy Regła (199), na Kirach (rys. 7), osiągnęły stan przeciętny (VI).



Rys. 7. Krzywe zbuforowania wód w zlewni Kościeliskiego

1 — Potok Górny Kościeliski, 2 — Kościeliski powyżej Skály Pisanej, 3 — Wody spod Skály Pisanej, 4 — Wyflwy potoku Mietusiego, 5 — Kirowa Woda

Wody wypływające wywierzykiem pod stokami Raptawickiej Turni były tak samo zbuforowane (IV), a drugim nieco silniej (V) w porównaniu do wód Potoku Kościeliskiego (IV). Wody spod Skály Pisanej (185) wykazały przeciętny (VI) stopień zbuforowania, a więc większy niż Potoku Kościeliskiego (IV) i Wywierzyk pod Raptawicką Turnią. Wskazywać to może na znaczny udział krasowych wód podziemnych w wypływających spod wymienionej Skály mie-



szanych wodach, w skład których wchodzi także, wg. W. A. Chodorowskich (1959), wody Potoku Kościeliskiego.

Słabe zbuforowanie wód Wywierzysk Raptawickich nasuwa przypuszczenie, że mogą to być wody pochodzące z nieznacznie zbuforowanego Potoku Kościeliskiego (184), przenikające powyżej w przepływy podziemne penetrujące następnie w utworach osadowych w dół Doliny a wypływające omawianymi Wywierzyskami. Zdolności buforowe tych wód mogły wzrosnąć nieco na skutek kontaktu z utworami osadowymi oraz dopływu lepiej zbuforowanych podziemnych wód krasowych.

Biorąc pod uwagę, że obszar Czerwonych Wierchów w swej części zachodniej jest bezwodny, przypuszczać można, że wody wypływające pod Skאלą Pisaną (185), należą do wód odwadniających ten obszar. Do nich należeć mogą również wody leżące niżej Lodowego Źródła (150), jak i wody Jaskini Zimnej (189). Wody te wykazują zwiększony (VI) w stosunku do wód Potoku Kościeliskiego (188, 192) i taki sam jak wód wypływających pod Skאלą Pisaną (VI) stopień zbuforowania. Leżące na skraju Hali Przysłop Kominiarski i początku Dolinki Kominiarskiej (191) źródło (rys. 1), dające początek zanikającemu potokowi, miało wody silnie zbuforowane (X), a dalej leżącego Potoku Wściekłego (198), wraz z dopływem od Kaplicy Zbójnickiej (197), dość dobrze zbuforowane (VII).

Wody Żlebu Wodniściak powyżej Wantul (193), były przeciętnie zbuforowane (VI), a wypływający poniżej Wantul, licznymi źródłami (rys. 7) Potok Miętusi (194), miał w całym swym biegu (195, 196) wody dość dobrze (VII) i dobrze (VIII) zbuforowane.

W obrazie stopnia zbuforowania wód Potoku Kościeliskiego wyodrębniają się trzy części: źródłiskowa wraz z górną częścią zlewni, do ujścia Potoku Tomanowego o wodach w śladach (II), nieznacznie (III) lub bardzo słabo (IV) zbuforowanych; część środkowa, do ujścia Potoku z Miętusiej, gdzie zdolność ta wzrasta (V) i część dolna do Kir, gdzie stwierdzono największą zdolność buforową jego wód, osiągającą przeciętny (VI) stopień zbuforowania. Natomiast wody dopływów tej części, wykazują już dość dobry (VII) oraz dobry (VIII) stopień zbuforowania (mapa 3).

Przedstawione zróżnicowania zdolności buforowych wód w zlewni Potoku Kościeliskiego powstają w związku z tym, że górna część zlewni leży w utworach krystalicznych, a w części środkowej zaczynają pojawiać się, wraz z opadaniem doliny ku północy, obszary utworów osadowych, natomiast jej część dolna, leży już tylko w utworach osadowych.

Wśród wypływających na powierzchnię i uchodzących do Potoku Kościeliskiego podziemnych wód krasowych, stwierdzono zwiększony stopień zbuforowania w porównaniu do wód wymienionego Potoku. Stopień zbuforowania tych wód był zróżnicowany, zależnie od ich pochodzenia. Część słabo zbuforowanych wód, spływających z górnej krystalicznej części zlewni, na obszar



gdzie występują utwory osadowe, przechodzi w sływ podziemny, zwiększając niewiele swą zdolność buforową. Natomiast wody krasowe tworzące się bezpośrednio wśród utworów osadowych, charakteryzują się znacznymi, a nawet silnymi zdolnościami buforowymi.

Wody wypływające spod Skąły Pisanej mają taki sam stopień zbuforowania (VI) jak wody Lodowego Źródła czy Jaskini Zimnej oraz bliski stopnia zbuforowania (VII) wód źródeł Potoku Miękusiego pod Wielką Świsówką, mimo że jak się przypuszcza (W. A. Chodorowscy 1959), mieszają się one z wodami Potoku Kościeliskiego. Stopień zbuforowania wód wypływających spod Skąły Pisanej, wskazuje, że muszą one być zasilane podziemnymi wodami krasowymi o znacznie wyższym stopniu zbuforowania, lub na inne wymagające specjalnych badań okoliczności.

Posuwając się w dół Potoku Kościeliskiego nie spotykamy już większych samodzielnych wypływów wód podziemnych, poza obfitym w źródła terenem źródłiskowym Potoku Miękusiego (194). Wody te już od źródeł mają większy (VII) stopień zbuforowania, niż wszystkie dotychczas opisane dopływy Potoku Kościeliskiego (VII). Natomiast największy, silny, bo X stopień zbuforowania, stwierdzono w omawianym zlewisku dla wody źródła leżącego na skraju Hali Przysłop Kominiarski.

Stan zdolności buforowych wód dopływów powierzchniowych Potoku Kościeliskiego, jak i wód podziemnych, wypływających na powierzchnię i wpadających do niego prawie że bezpośrednio, czy po przepłynięciu krótkim korytem, względnie pozostających pod ziemią, jak woda Jaskini Zimnej, wskazują na wzrastanie tej zdolności, zgodnie ze zmianą charakteru geologicznego podłoża, od utworów krystalicznych w górnej południowej części doliny, do utworów osadowych w kierunku północy i końca doliny.

### VIII. Dolina Lejowa

Wody Potoku Lejowego (202, 205, 206) i jego lewobrzeżnego dopływu od Wielkiego Spaleniska (204), były dość dobrze (VII), zbuforowane, a prawobrzeżnego dopływu Zabijak (203), dobrze (VIII) zbuforowane.

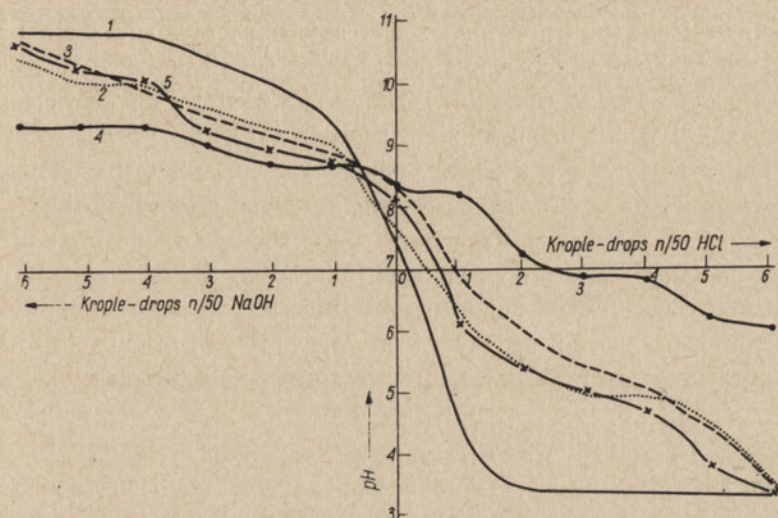
Płynące między Kirami, a Doliną Lejową potoki: Jaroniec (200), (rys. 6) i Biały Potok (201), miały wody bardzo dobrze zbuforowane (IX). Leżący przy szlaku turystycznym, prowadzącym od Kir, wzdłuż Regła, do Doliny Chochołowskiej, mały zbiornik (207), miał wody silnie (X) zbuforowane.

Dobre zbuforowanie wód wymienionych potoków odpowiada charakterowi chemicznemu wód tworzących się na podłożu osadowym. Silne zbuforowanie małego zbiornika może pochodzić, poza ogólnym wpływem charakteru geologicznego i glebowego zlewni, od ewentualnego gromadzenia się w zbiorniku substancji buforujących, spływających do niego wraz z wodami niewielkiego potoku, względnie od zasilających go źródeł. Zjawisko to jest dalszym przykładem indywidualizowania się środowiska małych zbiorników wodnych.



## IX. Dolina Chochołowska

Górna część zlewni Potoku Chochołowskiego wykazuje nieznaczne (III) lub bardzo słabe (IV) zbuforowanie wód (rys. 8). Dotyczy to Potoku Górnego Chochołowskiego (208) wraz z jego dopływami (209) oraz Potoków Jarząbczego (212, 213, 214, 217, 219), Ptasińca (225) i Starorobociańskiego (227, 228, 232). Stan ten utrzymuje się w Potoku Chochołowskim od jego części górnej (208, 219, 223, 226), aż do ujścia wód Chochołowskiego Źródła (235) i do wypływu z Doliny, gdzie zdolność buforowa wód Potoku (rys. 8), zwanego tu już Siwą wodą (239) nieco wzrasta, lecz jest jeszcze słaba (V).



Rys. 8. Krzywe zbuforowania wód w zlewni Chochołowskiej

1 — Potok Górny Chochołowski, 2 — Potok Krużlik, 3 — Chochołowskie Źródło, 4 — Potok Koryciska, 5 — Siwa Woda

Dwa górne dopływy, Potok Krużlik (rys. 8) i Iwaniacki, wykazały zwiększony (V) stopień zbuforowania wód w porównaniu do pozostałych. Wśród tych ostatnich, stwierdzono nieco silniejsze (IV) zbuforowanie wód Potoku Jarząbczego i niektórych jego dopływów. Stwierdzono je ponadto w Potoku Starorobociańskim, poniżej jego wypływu. Zdolność ta jednak obniżyła się (III) ponownie przy ujściu tych Potoków do Potoku Chochołowskiego. Następne zwiększenie (V) zdolności buforowych wód dopływów, zaobserwowano dopiero w środkowej części zlewni w Chochołowskim Źródle (235), (rys. 8) i w źródłach obok wypływających (IV).

Danych dotyczących zdolności buforowych innych wód środkowej części Doliny brak, gdyż koryta potoków w okresie badań były bezwodne.

Obfity wypływ wód Chochołowskim Źródłem i ich stosunkowo jeszcze niewielka (V) zdolność buforowa, mimo że wypływają one wśród utworów osadowych (mapa 1), nasuwa przypuszczenie, że muszą to być wody związane



genetycznie z utworami krystalicznymi. Mogą więc to być wody spływające przepływem podziemnym z górnej krystalicznej części zlewni lub też są to słabo (III) zbuforowane wody Potoku Chochołowskiego (233, 234), które przeszły powyżej ze spływu powierzchniowego w podziemny. Wreszcie mogą to być inne jeszcze allochtoniczne wody krasowe, których pochodzenie w skomplikowanym układzie hydrologicznym pn części Tatr Zachodnich, trudne jest do ustalenia bez specjalnych badań.

Wśród dopływów Potoku Chochołowskiego w dolnej części zlewni czynny był tylko Potok Koryciska (238), (rys. 8), o wodach bardzo dobrze (IX) zbuforowanych.

We wszystkich wymienionych trzech częściach Potoku Chochołowskiego wzrost zdolności buforowych jego wód zaznacza się stosunkowo słabo. Wiąże się to z dużą ilością nieznacznie lub bardzo słabo zbuforowanych wód spływających z górnej krystalicznej części zlewni. Mimo że Potok w środkowej i dolnej części zlewni przepływa przez obszar, gdzie występują utwory osadowe, zdolność buforowa jego wód wzrasta nieznacznie, wobec niewielkiej ilości dobrze zbuforowanych dopływów, tworzących się bezpośrednio wśród tych utworów.

Wzrost zdolności buforowych wód na linii Potok Krużlik — Potok Iwaniacki, wyznaczający równoleżnikowe rozgraniczenie występowania wód słabo i dobrze zbuforowanych, związany jest z pojawiającymi się utworami osadowymi. Wpływ tych utworów na zdolności buforowe wód, zaznaczył się następnie, wobec braku czynnych dopływów, dopiero w Chochołowskim Źródle, a zwłaszcza w Potoku Koryciska.

Stopień zbuforowania wód Potoku Chochołowskiego i Chochołowskiego Źródła wskazuje, że przez obszary osadowe Tatr Zachodnich przepływają spływem powierzchniowym i podziemnym słabo zbuforowane wody allochtoniczne w porównaniu do silnie zbuforowanych wód autochtonicznych, jak np. Potoku Koryciska, tworzących się bezpośrednio w podłożu osadowym.

### **Warunki tworzenia się zdolności buforowych wód tatrzańskich**

Zdolność buforowa wód wynika z ich składu chemicznego. Skład chemiczny wód powierzchniowych i podziemnych jest wypadkową szeregu czynników środowiskowych, charakteryzujących się stałością lub zmiennością działania, od skali czasu w pojęciu geologicznym, do czynników działających krótkotrwale, czy nawet doraźnie.

Wyróżnić by tu można następujące grupy czynników:

1) działające w bardzo długim okresie czasu i praktycznie niezmiennie: budowa geologiczna, położenie geograficzne;

2) działające stale, lecz o zarysowującej się już pewnej zmienności w czasie: morfologia terenu, charakter gleb;



3) działające stale o zarysowującej się dość wyraźnej zmienności w czasie oraz cechujące się silną zmiennością w cyklu rocznym: klimat, wietrzenie, erozja, szata roślinna, pochodzenie wód tworzących;

4) działające stale o silnej zmienności: wpływ wód, stan i zmiany fizyczne oraz zmiany ilościowe i jakościowe składu chemicznego wód tworzących wody powierzchniowe;

5) działające okresowo o silnej zmienności i natężeniu oraz dużym zróżnicowaniu: działalność człowieka.

Próbie genezy zdolności buforowych wód Tatr Polskich trzeba zatem oprzeć na ogólnej ocenie tych czynników, które kształtują ich stan fizyczny i chemiczny. Wysokogórskie położenie geograficzne obszarów tatrzańskich nasuwa przypuszczenie, że niektóre czynniki z tym położeniem ściślej związane, mają swoisty charakter.

Klimat tatrzański ma ogólny charakter wysokogórski, ze specyficznymi, wyodrębniającymi go cechami indywidualnymi. Kształtuje się on pod wpływem wyżowych i niżowych układów barycznych strefy wiatrów zachodnich oraz pojawiających się latem mas powietrza zwrotnikowego, a zimą arktycznego (Michalczewski 1955). W klimacie Tatr występują charakterystyczne przesunięcia w okresie trwania pór roku, co odzwierciedla się zwłaszcza w długostrwałości zimy, niosącej za sobą długostrwałość zlodzenia i długostrwałość zazwyczaj bardzo obfitej pokrywy śnieżnej. Znaczne wahania temperatur dobowych, zwłaszcza latem, oraz występowanie przestrzeni stałych chłódów, opisanych przez Michalczewskiego (1955), sprzyja utrzymaniu się starośniegów. Obfitość opadów jest wynikiem długostrwałych okresów deszczowej pogody, oraz deszczów nawalnych, występujących zazwyczaj na początku lata. Przyczyniają się do tego również i deszcze lokalne, występujące w głębi gór. Klimat Tatr charakteryzują ponadto silne wiatry ze specyficznymi wiatrami, jak wiatr halny, czy orawski.

W skomplikowanej budowie geologicznej Tatr (mapa 1) występują, biorąc ogólnie za Sokółowskim (1959): krystalinik, tworzący ich trzon krystaliczny oraz trzon fałdu Giewontu i Czerwonych Wierchów. Następnie występują tu utwory osadowe strefy wierzchowej, jak mezozoik fałdu Giewontu i Czerwonych Wierchów, oraz seria Tomanowa — Kominny Tylkowe, dalej nasunięte z południa płaszczowiny regłowe górna oraz dolna, ta ostatnia z dygitalną dolną i górną. Na północnym podnóżu Tatr występują ponadto trzeciorzędowe osady eocenu, wreszcie zalegające w dolinach czwartorzędowe dyluwia i aluwia. W obszarach, gdzie znajdują się utwory osadowe, występują zjawiska krasowe.

Wysokogórski charakter Tatr wynikający z ich położenia na znacznych wysokościach bezwzględnych oraz dużego zróżnicowania w wysokościach względnych sprzyja silnym spadkom zboczy górskich oraz silnym spadkom



poprzecznym dolin. Spadki podłużne dolin, a zwłaszcza dolin walnych, różnicują się wraz z ich obniżaniem. Zależy to od ich długości i ukształtowania związanego występowaniem dolin wiszących, moren polodowcowych, stożków nasypowych, usuwisk i charakteru skał wśród których przebiega dolina. Biorąc ogólnie, spadki te maleją ku wylotowi dolin.

Najwyższe części zlewni to skaliste zbocza turni, tworzące łańcuchy wysokogórskie, przechodzące w piarżyska, skaliste i kamieniste wąwozy oraz doliny. Stopniowo pojawiające się złagodzenia ostrości stoków, pozwalają na utrzymanie się produktów wietrzenia i tworzenie się gleb, co umożliwia formowanie się trawników oraz mniejszych hal w dolinach bocznych i dużych hal w dolinach walnych. Następnie pojawiają się na zboczach płaty kosówki, wreszcie lasy. W Tatrach Zachodnich wobec złagodzenia stoków niektórych pasm trawniki sięgają nieraz ku szczytom.

Spływ wód z szczytowych i górnych części Tatr jest bardzo szybki, wobec znacznych spadków skalistych zboczy górskich i znacznych spadków dolin. W środkowych i dolnych częściach obszaru Tatr, spływ wód łagodzony jest przez wzrost zdolności retencyjnych zlewni, wywołany pojawieniem się zespołów roślinnych, a zwłaszcza lasów mieszanych.

W Tatrach Zachodnich spływ wód w obszarach, gdzie występują utwory osadowe, nabiera specyficznego charakteru z uwagi na zjawiska krasowe.

Zjawiskom wietrzenia i erozji w Tatrach sprzyjają: skalistość partii wysokogórskich, duże wzniesienia i silne spadki, duże wahania temperatur powietrza i skał, wywołane ich ogrzewaniem się w dzień oraz oziębianiem w nocy. Spośród innych czynników zjawiskom wietrzenia i erozji sprzyjają: silne wiatry, duża wilgotność i duża ilość nieraz gwałtownych opadów. Zjawiskom tym sprzyja ponadto łatwość przebiegu procesów wietrzenia w utworach osadowych, nierównomierność wietrzenia granitów, gdzie w miejsce wietrzących łuszczków wciska się woda, która marznąc, przyspiesza wietrzenie drogą rozkruszania powierzchni skał czy rozsadzania ich od wewnątrz. Wietrzeniu sprzyja również stykanie się granitów z wodą, a zwłaszcza zawierającą dwutlenek węgla. Wchodzące bowiem w skład glinokrzemianów (ortoklaz, plagioklaz) alkalia, przechodzą wówczas w rozpuszczalne węglany.

Uznanie Tatr Parkiem Narodowym, szczególnie zaś wprowadzenie szeregu rezerwatów, ograniczyło w dużej mierze działalność człowieka, głównie w wyрубie lasów, pasterstwie itp. Niemniej jednak wpływ wypasanych jeszcze owiec i bydła, zwłaszcza na mniejszych halach, oraz ścieki asenizacyjne schronisk i wciskających się w głąb dolin osiedli ludzkich, mogą mieć mniejszy lub większy wpływ na zmiany naturalnego składu chemicznego niektórych wód tatrzańskich.

Spływające z obszarów tatrzańskich wody powierzchniowe mogą wzbogacać się w substancje mineralne i organiczne zależnie od charakteru zlewni, która przechodzi stopniowo od skalistej, granitowej w zlewnię coraz to bardziej



pokrytą glebą i szatą roślinną, do lesistej włącznie. U podnóża Tatr Wysokich i w obszarze przejściowym ku Tatrom Zachodnim i w zachodniej części Tatr, wzbogacanie wód w substancje mineralne jest związane z występującymi tam utworami osadowymi (mapa 1).

Skład chemiczny granitów<sup>1</sup> tatrzańskiego trzonu krystalicznego Tatr Wysokich od Świnicy do Sławkowskiego Szczytu, podał Tokarski (1959). Wobec tego, że krzemionka występuje w nich w ilości od 67,6 do 76,4 %, są one skałami kwaśnymi, a nawet niektóre z nich bardzo kwaśnymi ( $\text{SiO}_2$  75 %).

Produktami wietrzenia granitów są substancje okruchowe, bardzo trudno rozpuszczalne, jak krzemionka, szpaty; następnie substancje tworzące złoża ilów i glin oraz rozpuszczalne w wodzie sole, głównie kwaśne węglany itd.

Dla tworzenia się obrazu wód spływających ze zlewni granitowych, szczególne znaczenie, według Alekina (1956), ma wietrzenie glinokrzemianów a zwłaszcza skaleni (ortoklaz, plagioklaz, albit, anortyt), oraz utlenianie siarczków. W wyniku działania wody na granity, przechodzą do roztworów (Alekin 1956) jony sodowe, potasowe, wapniowe, magnezowe, wodorowęglanowe, siarczanowe, chlorkowe i mikroelementy. W związku z tym o obrazie mineralności wód spływających ze zlewni granitowych i po metamorfikach związanych ze skałami magmowymi, będą decydowały wymienione składniki, głównie kwaśne węglany alkali i wapniowców oraz pochodne kwasu krzemowego (Alekin 1956).

Zupełnie mały stopień mineralności wód spływających z obszarów krystalicznych (tab. I), ich niewielka twardość ogólna i węglanowa, oraz niewielka ilość wapnia i magnezu wreszcie obniżony odczyn, wskazują, że wody te winny mieć niewielkie zdolności buforowe.

Działanie wody na skały osadowe powoduje pojawienie się w niej według Alekina (1956) jonów wapniowych, magnezowych, sodowych, węglanowych, siarczanowych, chlorkowych i innych. Zachodzą ponadto procesy wymiany jonowej między skałą a roztworami wodnymi soli (Alekin 1956). Dlatego też wody spływające z tatrzańskich utworów osadowych winny mieć odczyn alkaliczny i być dobrze zbuforowane.

Tworzące się w okresach słonecznej pogody produkty wietrzenia, mogą być po wystąpieniu zwykle intensywnej opadów, szybko spłukane do potoków, a wraz z ich wodami uniesione do jezior, lub poza granice Tatr. Gromadzić się więc one mogą w zbiornikach wód stojących, lub ulegać akumulacji w napotykanym w czasie spływu glebach. Włodek, Ralska i Wodzicki (1933), opisują bowiem zjawisko sorpcji jonów wapniowych, przez gleby obszaru krystalicznego Tatr, gdzie jon ten występuje w śladach.

<sup>1</sup> Granity tatrzańskie, zwane „tatrytami”, a ostatnio granodiorytami (granitoidami), różnią się od typowych granitów przewagą kwaśnych plagioklazów nad ortoklazami oraz wysokim procentem kwarców, dlatego też skały te uważane są za stojące między granitami a diorytami.



Wody powierzchniowe wsączające się w szczeliny skalne utworów krystalicznych oraz w rumosze skalne i gleby powstałe z ich wietrzenia, tworzą wody podziemne. Wody te stykając się z utworami krystalicznymi, swym obrazem chemicznym są zbliżone do wód powierzchniowych, zwłaszcza w partiach szczytowych. Wypływając poniżej podstawy erozji na powierzchnię, o ile nie tworzą zabagnień prowadzących do ich łatwego dystrofizowania się, nie różnią się w sposób istotny od wód powierzchniowych spływających po krystalicznej skalistej zlewni. Są one tylko nieco bardziej kwaśne, zapewne w związku ze zwiększoną zwykle ilością dwutlenku węgla w wodach podziemnych.

W tej części Tatr, gdzie występują utwory osadowe, wnikające w podłoże wody opadowe, czy zanikające pod ziemią potoki (poniki), wzbogacać się mogą przede wszystkim w węglanowe połączenia wapnia i magnezu.

W miejscach gdzie występują obszary przejściowe między utworami krystalicznymi a osadowymi, skład wód tworzących się bezpośrednio w obszarze przejściowym, a więc wód autochtonicznych, zależy przede wszystkim od przebiegu rozgraniczeń między wymienionymi utworami geologicznymi. Zależy on ponadto od ilości i składu chemicznego wód spływających z jednego obszaru na drugi, a więc spływu wód allochtonicznych oraz możliwości powstawania w nich zmian wywoływanych zmieniającymi się cechami fizjograficznymi zlewni. Skład ten zależy wreszcie od możliwości i stosunku mieszania się wód allochtonicznych z autochtonicznymi.

Analizy chemiczne wód z obszarów krystalicznych Tatr, wykazują mały stopień mineralności, zgodnie z niewielkim przewodnictwem elektrolitycznym wynikającym z niewielkiej twardości ogólnej i węglanowej oraz bardzo małej ilości jonów wapnia i magnezu. Natomiast analizy chemiczne, wód związanych genetycznie z utworami osadowymi, wskazują na ich znaczny stopień mineralności, zgodnie z dużym przewodnictwem elektrolitycznym, znaczną twardością ogólną i węglanową oraz znacznymi ilościami wapnia i magnezu (tab. I).

Analizy chemiczne wód z obszaru przejściowego wykazują zróżnicowany stopień mineralności, zależnie od przejściowego układu stosunków geologicznych obszaru (tab. I).

Dlatego też wody powierzchniowe, oraz wypływające na powierzchnię wody podziemne tatrzańskich obszarów krystalicznych, wykazując niewielki i słabo zróżnicowany stopień mineralności, mogą mieć niewielkie zdolności buforowe. Natomiast wody wypływające czy spływające z tej części Tatr, gdzie występują utwory osadowe, mając zwiększony, a nawet duży stopień mineralności, zależnie od czynników ich genezy, mogą wykazać dużą rozpiętość w stopniu zbuforowania, od wód dobrze do silnie zbuforowanych.

Wody tworzące się w obszarach przejściowych między trzonem krystalicznym a utworami osadowymi, mając zróżnicowany stopień mineralności, wykazać powinny zróżnicowane zdolności buforowe, zależnie od lokalnego układu czynników ich genezy.



### Uwagi końcowe

Skład chemiczny wód tatrzańskich latem, warunkujący ich zdolności buforowe, kształtuje się na tle cech fizjograficznych zlewni, oddziaływujących na wody opadowe. Część tych wód spływając po zboczach turni i stromymi stokami dolin, a następnie korytami potoków, łączy się z wypływającymi na powierzchnię wodami podziemnymi, a gdzieś tam z wodami powstającymi z topnienia starośniegów. Powstały tą drogą spływ powierzchniowy, przybiera gwałtownie w czasie silniejszych opadów, wobec braku, lub małych jeszcze zdolności retencyjnych w górnych i środkowych częściach Tatr oraz na skutek szybszego w okresie silnych opadów tajania starośniegów.

Brak zdolności retencyjnych w górnych częściach Tatr w dużej mierze uniemożliwia, a niżej utrudnia zatrzymywanie spływu wód opadowych i przechodzenie ich w wody podziemne. Dopiero pojawianie się i zwiększanie miąższości warstw gleby, różnicowanie się i wzbogacanie szaty roślinnej, zwiększając zdolność retencyjną, oddziałuje równocześnie na spływ powierzchniowy, zmieniając jego skład chemiczny. Zmiany te wywołane są przez produkty wietrzenia skał, wpływ szaty roślinnej oraz procesy chemiczne i biochemiczne zachodzące w glebie. Wzrost retencji przyczynia się zatem do zwiększenia ilości zatrzymywanych w glebie wód opadowych i spływających, których część przechodzi w wody podziemne. Wody te po przekształceniu swego składu przez zmiany w obrazie rozpuszczonych gazów, wymianę jonową, rozpuszczanie składników skalnych itd, odpowiednio do warunków podziemnych, wypływając na powierzchnię biorą udział w tworzeniu wód powierzchniowych, zwłaszcza w okresach zmniejszonej ilości czy braku opadów.

Przed oceną uzyskanych wyników trzeba podkreślić, że oznaczenia zdolności buforowych wód Tatr Polskich w lipcu roku 1958, rozpoczęto w kilkanaście dni po deszczach nawalnych. Natomiast w czasie prowadzenia prac trwała słoneczna pogoda, z wystąpieniem lokalnych opadów w czasie burz letnich.

W tych okolicznościach, w okresie początkowym, obserwacje prowadzono po splukaniu zlewni przez silne opady i przy zasileniu spływu podziemnego. Trwająca następnie dość długo słoneczna pogoda, mogła sprzyjać stabilizacji ilości i charakteru chemicznego spływających wód. Sprzyjała ona ponadto procesom wietrzenia, których produkty mogły być tylko niekiedy i nie na całym obszarze Tatr, splukane opadami, związanymi z lokalnymi burzami letnimi. Dlatego też wydaje się, że w początkowym okresie badań w skład wód spływających ze zlewni wchodziły wody wysączające się z gleb i podglebia oraz wody powstające z topnienia starośniegów, wreszcie wypływające na powierzchnię wody podziemne. Natomiast w miarę upływu czasu w skład badanych wód wchodziły wody powstające z topnienia starośniegów, głównie jednak wypływające na powierzchnię wody podziemne.



W wyniku przeprowadzonych oznaczeń zdolności buforowych wód Tatr Polskich stwierdzono, że wody te wykazują silnie zróżnicowany stopień zbuforowania, od wód niezbuforowanych (I) do silnie zbuforowanych (X) (rys. 1).

Nanosząc na sieć hydrologiczną Tatr Polskich w miejscach pobrania prób, przyjęte umowne znaki graficzne, określające stopień zbuforowania badanych wód (tab. II), uzyskano ogólny obraz zbuforowania wód tatrzańskich (mapa 2,3). Występowanie wód niezbuforowanych, nieznacznie czy słabo (I—V) zbuforowanych, stwierdzono w Tatrach Wysokich od Doliny Białki Tatrzańskiej do Dolin Olczyńskiej i Bystrej (mapa 2). Wody o niewielkich zdolnościach buforowych stwierdzono również w południowej części Tatr Zachodnich w górnych częściach zlewni Potoków Kościeliskiego i Chochołowskiego (mapa 3). Występowanie wód bardzo słabo, słabo, czy przeciętnie do dobrze i silnie (IV—X) zbuforowanych, stwierdzono w obszarach przejściowych między Tatrami Wysokimi a Tatrami Zachodnimi, a następnie dalej na zachód w północnej części tego obszaru Tatr (mapa 2 i 3).

Porównując powyższe rozmieszczenia i rozgraniczenia zdolności buforowych wód tatrzańskich<sup>1</sup> z ogólnymi zarysami zróżnicowań w budowie geologicznej Tatr (mapa 1), stwierdzić możemy, że zarysowujące się rozgraniczenia tych wód, uzyskane na podstawie oznaczenia ich zdolności buforowych, odpowiadają w znacznej mierze występującym rozgraniczeniom w budowie geologicznej omawianego obszaru. Są one zatem zgodne z podstawowym czynnikiem genezy wód. Potwierdzają to wyniki oznaczeń chemicznych wskaźników mineralności szeregu wód tatrzańskich podanych na tabeli I. Analiza ta wykazała bowiem, że wymienione wskaźniki były niewspółmiernie niższe dla wód obszaru krystalicznego w porównaniu z wodami obszaru przejściowego do utworów osadowych oraz do wskaźników mineralnych wód tego obszaru (tab. I, mapa 1, 2, 3).

Przebiegający równoleżnikowo w Tatrach Zachodnich omawiany obszar przejściowy (Przełęcz Tomanowa — Bobrowiec), wykazuje podobny układ stosunków charakteryzujący się wzrastaniem zdolności buforowych wód, tu oczywiście z południa na północ, zgodnie ze zmianą charakteru geologicznego podłoża, od krystalicznego w części południowej, do osadowego w części północnej, oraz zgodnie z kierunkiem spływu i ze składem chemicznym wód tej części Tatr (Oleksynowa i Komornicki 1958, 1960).

Oceniając zmiany zbuforowania tatrzańskich wód powierzchniowych obserwowane w zlewniach poszczególnych dolin, stwierdzić możemy, że zmiany te są niewielkie przy jednolitej i słabo zróżnicowanej zlewni o budowie krystalicznej. Zarysowuje się tu natomiast nieznaczna różnica między zdolnościami buforowymi wód z obszarów krystalicznych Tatr Wysokich, a utworów krystalicznych Zachodnich Tatr, zapewne na skutek różnic w składzie chemicznym

<sup>1</sup> Z wyjątkiem wód dystroficznych.



zachodzącym między granitami Tatr Wysokich, a granitami i łupkami krystalicznymi Tatr Zachodnich, wśród których są łupki pochodzenia osadowego (G a w e ł 1959). Zmiany te są natomiast wyraźne, gdy porównuje się wody związane genetycznie z utworami krystalicznymi i z utworami osadowymi.

Znaczne ilości wód nikle zbuforowanych, spływające szybko dolinami, przez które przechodzą rozgraniczenia między obszarami zróżnicowanymi geologicznie, a zwłaszcza przebiegające równoleżnikowo, powodują, że wody te utrzymują nadal swą niską zdolność buforową, mimo że spłynęły już na obszar utworów osadowych. Dominują tu bowiem one nad niewielkimi lub nawet okresowymi dopływami dobrze zbuforowanych wód z obszaru krasowego. Utrzymaniu się tego stanu sprzyjać może ponadto usłanie koryt potoków wielkich dolin tatrzańskich (również i w obszarach, gdzie występują utwory osadowe) krystalicznym materiałem skalnym.

Jeziora tatrzańskie związane są głównie z ich trzonem krystalicznym. Toteż wody te cechuje brak lub nieznaczny tylko stopień zbuforowania. Występujące zupełnie niewielkie zróżnicowania tej cechy między jeziorami położonymi wysoko i o niewielkich zlewniach, w których zalegają często starośniegi, a jeziorami leżącymi niżej w głębi dolin o większych zlewniach, mogą być związane ze zjawiskami akumulacji substancji buforujących spływających ze zlewni oraz jako wynik przemian chemicznych zachodzących w masach wodnych i w naddennych warstwach wód. Jeziora leżące wśród lasów, jak Staw Smereczyński lub Stawy Toporowe, uległy w różnym stopniu procesom dystrofii.

Wobec niewielkich powierzchni i znacznych głębokości, charakteryzujących zdecydowaną większość wysokogórskich jezior tatrzańskich, odznaczają się one znaczną objętością, co przy ubogich zlewniach i ubóstwie życia w zbiornikach (G i e y s z t o r 1955) stwarza sprzyjające warunki dla stałości pierwotnego obrazu chemicznego ich wód.

Przeciwieństwem tatrzańskich wód jeziornych są wody małych zbiorników. Zbiorniki te z uwagi na niewielką objętość misy, charakteryzują się niewielką ilością wód. Wody części tych zbiorników zmieniają łatwo swe genetycznie pierwotne cechy chemiczne, zależnie od zmian jakie zachodzą w otoczeniu zbiornika i w zbiorniku. Zmiany te w Tatrach idą głównie w kierunku dystrofii (O l s z e w s k i 1937), tworzącej się pod wpływem zespołów roślinnych. Powodują one zwiększanie się substancji humusowych w wodach małych zbiorników, co wyraża się przede wszystkim przez ich zakwaszenie, brunatne zabarwienie i odmineralizowanie.

W małych zbiornikach związanych z podłożem krystalicznym, zjawiska te zachodzą łatwo, wobec niewielkiego stopnia ich mineralności, obniżonego odczynu, zazwyczaj poniżej 7,0 pH oraz bardzo małej ilości jonów wapnia i magnezu, zawartych w wodach tych zbiorników. Powoduje to słabą zdolność buforową omawianych wód, a w konsekwencji łatwość ich zakwaszania i dystrofizowania.



Natomiast w obszarach gdzie występują utwory osadowe w wodach badanych tam zbiorników, stwierdzono znaczny stopień ich zbuforowania, odczyn w granicach pH od 7,2 do 8,3 oraz znaczną twardość węglanową, a nawet dążenie do alkalitrofii.

Część małych zbiorników tatrzańskich znajduje się jednak i w takich warunkach, które nie stwarzają możliwości powstawania istotnych zmian w genetycznie pierwotnym obrazie chemicznym ich wód. Warunki te występują w górnych częściach Tatr, gdzie małe zbiorniki leżą wśród krystalicznych skał, często nawet blisko starośniegów, z którymi niekiedy stykają się bezpośrednio.

Z uwagi na charakterystyczny dla tych najwyższych części Tatr brak szaty roślinnej, zbiorniki te są pozbawione wspomnianego dystrofizującego jej oddziaływania. W związku z tym wody tych zbiorników zbliżają się swym składem do tworzących je wód opadowych czy roztopowych, wzbogaconych nieco składnikami rozpuszczonymi z podłoża skalnego, lub zbliżają się do wód źródłanych, których obraz chemiczny uformował się wśród skał w warunkach podziemnych.

Natomiast jeżeli zmienia się wraz z obniżającą się wysokością skalisto-kamienisty charakter otoczenia małych zbiorników, a pojawia się i wzrasta oddziaływanie coraz to liczniej występujących zespołów roślinnych, zbiorniki te ulegają lub uległy już przemianom dystroficznym. Następnym czynnikiem różnicującym obraz dystroficznego środowiska wodnego, jest rodzaj zespołu roślinnego i sposób jego oddziaływania na zbiornik (Paschalski 1960a), ponadto indywidualne cechy zbiornika i jego otoczenia.

Małe zbiorniki Tatr występujące przy linii brzegowej niektórych jezior są oddzielone od wód jeziora kamienisto-trawiastymi groblami, a łączą się z nimi w miejscu wąskich przerw w tych groblach. Wody tych zbiorników różniły się brakiem zbuforowania w porównaniu z wodami jeziora. Różnice te stoją zapewne w związku z niewielką ilością wypełniającej zbiornik wody, która wobec tego jest pod wydatnym wpływem masy wysłanej mułem i resztkami roślinnymi.

Wśród omawianych małych zbiorników występują zbiorniki przepływowe, w których nie wytwarzają się wyraźne zmiany charakteru chemicznego przepływających wód. Niektóre małe zbiorniki, do których wpływają strumyki lub potoki, nie mają odpływu powierzchniowego, natomiast ich kamieniste dno stwarza tu możliwość powstawania podziemnego odpływu wód wśród szczelin skalnych oraz między utworami akumulacji polodowcowej.

Nie bez istotnego znaczenia dla obrazu chemicznego wód omawianych zbiorników są zmiany ich napelnienia, prowadzące często do wyraźnego zmniejszenia się ilości wody, lub do całkowitego jej zaniku. Może to powodować wzrost zdolności buforowych, na skutek wzrostu stężenia rozpuszczonych



substancji w wyniku parowania lub zwiększenia się chemicznego oddziaływania dna na płytko i w niewielkiej ilości utrzymującą się jeszcze nad nim wodę.

W związku z tym, że niektóre z małych zbiorników leżą w obrębie pastwisk górskich, zaznacza się w nich wpływ zwierząt gospodarskich.

Biorąc pod uwagę obraz chemiczny tatrzańskich wód stojących, trzeba zaznaczyć, że w jeziorach wysokogórskich utrzymuje się on prawie że bez zmian w porównaniu do genetycznie pierwotnych cech chemicznych tych wód. Natomiast możliwość utrzymywania się obrazu chemicznego wód w zbiornikach małych, jest niewspółmiernie słabsza. Zbiorniki duże, choć leżą w dolinach, a nieliczne tylko na zboczach, mają swe skaliste, kamieniste i głębokie misy, wypełnione wodami, których skład chemiczny jest bardzo zbliżony do składu wód spływających ze zboczy gór, czy wód źródeł.

W związku z tym, że wody topniejących starośniegów, czy wody przesycające zespoły torfowców (*Sphagnetum*) zasilają część tatrzańskich wód stojących i płynących, oznaczono zdolność buforową tych wód. Wody z topniejących starośniegów nie były zbuforowane (rys. 3) i wykazały nikłą mineralność (tab. I) przy oligotroficznym typie krzywej zbuforowania.

Wody wyciśnięte z torfowców pozbawione były zdolności buforowych (rys. 3), a krzywa ich zbuforowania była w typie dystroficznym.

Wyływające na powierzchnię wywierzyskami lub źródłami reokrenowymi czy limnokrenowymi wody podziemne, które nie są zabagnione przez otoczenie w miejscu ich wypływu, miały zbliżoną zdolność buforową do wód powierzchniowych badanego obszaru. Tak więc np. wody źródeł pod stokami Czuby, wykazały ślady zbuforowania, zgodnie z krystalicznym podłożem. Natomiast źródła wypływające z utworów osadowych miały wody silnie zbuforowane (źródła na Hali Przysłop Kominiarski, czy pod Regłami).

Większe wypływy wód podziemnych w postaci wywierzysk leżące w obszarach przejściowych między Tatrami Wysokimi a Zachodnimi, jak Wywierzysko Olczyńskie czy Bystrej, miały słaby lub bardzo słaby stopień zbuforowania, co wskazuje, że wody te tworzą się i kontaktują w dużej mierze z utworami krystalicznymi. Wody wywierzysk i źródeł w obszarach osadowych Doliny Kościeliskiej były słabo i przeciętnie zbuforowane, a w Chochłowskiej jeszcze stosunkowo słabo zbuforowane, co wskazuje na obecność w tych wodach słabo zbuforowanych allochtonicznych wód z obszaru krystalicznego. Wody wypływające spod Skąły Pisanej, były znacznie silniej zbuforowane od wód wypływających pod Raptawicką Turnią i wód Potoku Kościeliskiego, mimo, że wody tego Potoku przedostawać się mają do wód pod Skąłą Pisaną, co wskazywać by mogło, że do wód wypływających spod tej Skąły, dołączają się dobrze zbuforowane autochtoniczne krasowe wody podziemne.

Wody jaskini Zimnej były przeciętnie zbuforowane, jednak najsilniej wśród zbiorników wód stojących w Tatrach, których zdolności buforowe oznaczano w roku 1958 do dolnej granicy Regli.



Badanie zdolności buforowych wód, połączone jest na wstępie z oznaczeniem ich naturalnego odczynu. W związku z tym uzyskano 239 oznaczeń odczynu różnych wód tatrzańskich. Uzyskane dane wskazały na jego zróżnicowania, zgodnie z budową geologiczną zlewni. Stwierdzono zatem występowanie wód o nieco obniżonym odczynie związanych z obszarami krystalicznymi, wód bliskich odczynowi obojętnemu, czy też wód alkalicznych związanych z utworami osadowymi. Stwierdzono również występowanie wód silnie zakwaszonych wpływem zespołów roślinnych i zabagnień.

Uzyskane drogą przeliczeń dane dotyczące węglanowości oraz twardości węglanowej wód tatrzańskich, wskazują na zróżnicowanie tych cech zgodnie z budową geologiczną zlewni. Na obszarach krystalicznych węglanowość była niewielka i wzrastała nieznacznie od partii wierzchowych ku podnóżu Tatr. Natomiast na obszarach gdzie występują utwory osadowe, węglanowość zależała od ich charakteru oraz od stosunku mieszania się wód spływających z obszarów krystalicznych z wodami tworzącymi się wśród utworów osadowych, lub spływających z utworów osadowych. Węglanowość i twardość węglanowa wód tatrzańskich zależne są od budowy geologicznej zlewni, oraz od wpływu czynników wtórnych, głównie od oddziaływania zespołów roślinnych.

Porównując krzywe zbuforowania, uzyskane z graficznego przedstawienia zdolności buforowych wód tatrzańskich (rys. 1—8) z typami krzywych przyjętymi przez Weisera (1948), dla określenia typu troficznego zbiorników wodnych, stwierdzamy, że krzywe zbuforowania wód tatrzańskich, spływających lub stagnujących na obszarach krystalicznych, odpowiadają oligotroficznemu lub dystroficznemu typowi krzywych Weisera. Natomiast krzywe zbuforowania wód z tej części Tatr, gdzie występują utwory osadowe, mimo że są zbliżone do eutroficznego typu krzywych Weisera, nie można uznać za odpowiadające ich typowi troficznemu. Skład chemiczny badanych wód (Stan'genberg 1958; Oleksynowa i Komornicki 1956, 1957a, b, 1958, 1960), (tab. I), wskazuje bowiem na ich niską twardość oraz znaczną twardość ogólną i węglanową. O przebiegu odpowiadających im krzywych decyduje zatem raczej twardość węglanowa, a zwłaszcza węglany wapniowców, wobec braku lub niewielkich ilości innych składników, podobnie jak dla wód oligotroficznych jezior północnych pojezierzy (Paschalski 1960a).

#### PIŚMIENNICTWO — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHY

1. Alekin O. A., 1956. Podstawy Hydrochemii. Warszawa.
2. Chodorowscy W., A., 1959, Kilka danych o warunkach środowiskowych w jaskiniach tatrzańskich. *Speleologia I*; 39—85. Warszawa.
3. Gaweł A., 1959, Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr. *Biul. Inst. Geol.* 149, 107—118. Warszawa.



4. Gieysztor M., 1955. Tatrzański Park Narodowy. IV. O wodach tatrzańskich i ich faunie. Kraków.
5. Guzik K., Sokołowski S., 1958. Mapa geologiczna Tatr Polskich — opracowanie zbiorowe pod redakcją K. Guzika i S. Sokołowskiego. Warszawa.
6. Klut-Olszewski W., 1945. Untersuchung des Wassers an Ort und Stelle. Berlin.
7. Książkiewicz M., Salmonowicz J., 1952. Zarys geologii Polski. Warszawa.
8. Michalczewski J., 1955. Tatrzański Park Narodowy. III. Klimat Tatr. Kraków.
9. Michalik Andrzej., 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liljowego i Małej Koszystej. Biul. Inst. Geol. 96: 5—60. Warszawa.
10. Oleksynowa K., Komornicki T., 1956. Materiały do znajomości wód w Tatrach. Cz. I. Dolina Strążyska. Zeszyty Naukowe WSR w Krakowie. Nr 1, 33—51. Kraków.
11. Oleksynowa K., Komornicki T., 1957a. Materiały do znajomości wód w Tatrach. Cz. II. Dolina Białego. Zeszyty Naukowe WSR w Krakowie. Nr 4: 113—126. Kraków.
12. Oleksynowa K., Komornicki T., 1957b. Materiały do znajomości wód w Tatrach. Cz. III. Dolina Małej Łąki. Zeszyty Naukowe WSR w Krakowie. Nr 4, 127—146. Kraków.
13. Oleksynowa K., Komornicki T., 1958. Materiały do znajomości wód w Tatrach. Cz. IV. Dolina Kościeliska. Zeszyty Naukowe WSR w Krakowie. Nr 5, 13—44. Kraków.
14. Oleksynowa K., Komornicki T., 1960. Materiały do znajomości wód w Tatrach. Cz. V. Dolina Chocholowska. Zeszyty Naukowe WSR w Krakowie. Nr 7, 17—48. Kraków.
15. Olszewski P., 1937. Kilka danych o chemizmie wód w okolicy Hali Gąsienicowej. Spraw. Kom. Fizj. PAU. LXII, 1501—530. Kraków.
16. Olszewski P., 1946. Zimowe stosunki tlenowe większych jezior Tatrzańskich. PAU. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. 72. Dz. A. Nr. 7, 186—264. Kraków.
17. Paschalski J., 1959. Obserwacje warunków środowiskowych drobnych zbiorników wodnych okolic Warszawy. Ekol. Pol. Ser. A. VII: 1—20. Warszawa.
18. Paschalski J., 1960 a. Zastosowanie krzywych zbuforowania do charakterystyki jezior. Pol. Arch. Hydr. VIII. 165—182. Warszawa.
19. Paschalski J., 1960b. Zdolności buforowe tatrzańskich wód krasowych. Speleologia: II; 71—78. Warszawa.
20. Paschalski J., 1961. Charakterystyka wód tatrzańskich na podstawie zdolności buforowych. Warszawa.
21. Passendorfer E., 1952. Jak powstały Tatry. Warszawa.
22. Sokołowski S., 1959. Zarys geologii Tatr. Biul. Inst. Geol. 149: 19—80. Warszawa.
23. Stangenberg M., 1937. Zur Hydrochemie der Tatra-Seen. Verh. Int. Ver. Limnol. VIII—II, 211—220. Paris.
24. Stangenberg M., 1958. Skład chemiczny wód rzecznych Polski. Pol. Arch. Hydr. IV: 289—359. Warszawa.
25. Starmach K., 1954. Krzywe zbuforowania w zastosowaniu do charakterystyki wód powierzchniowych, a w szczególności stawów. Ekol. Pol. II: 271—288. Warszawa.
26. Tokarski J., 1959. Izofemy Tatrytu. Biul. Inst. Geol. 140: 99—106. Warszawa.
27. Weiser J., 1948. Pufferungskurwen der Gewässer in der Typologie. Z. Hydrol. XI. 65—71. Basel.
28. Włodek J., 1926. Notatka o koncentracji jonów wodorowych niektórych wód Doliny Kościeliskiej i Chocholowskiej. Spraw. Kom. Fizj. PAU. 60: 129—134. Kraków.
29. Włodek J., Ralski E., Wodzicka M., 1933. Untersuchung an Böden unter Kalkpflanzen in einem Granitgebiet (Morskie Oko — Tatra Polen). Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Lettr. Ser. B. Sc. Nat. nr. 7—10 B 1, 190—211. Kraków.
30. Zwoliński T., 1958. Przewodnik po Tatrach. Warszawa.



Е. Пасхальски

## Попытка характеристики вод Польских Татров на основании их буферной емкости.

Резюме

Исследования проводились от 12-го до 27-го июля 1958 г. Буферная ёмкость вод польских Татров определялась по Штармаху (1954) и Вайзеру (1948) с применением десятиградусной шкалы (I—X) буферной емкости воды (таб. II).

Полученные результаты дают возможность заключить следующее:

1. Татранские воды сильно дифференцированные по буферной емкости, здесь встречаются как воды, лишенные буферных способностей (I), так воды, обладающие большой буферной емкостью (X). Воды лишенные буферной емкости (I) или обладающие небольшой емкостью (II, III) обнаружено в Татрах Высоких от долины Биялки Татраньской до долин Ольчиской и Быстрой а также в южной части Западных Татр. На северном участке Западных Татров обнаружено воды со средней (VI) до большой (X) буферной емкости (карта 2, 3, таб. II).

2. Буферная ёмкость татранских вод связана с геологической структурой Татров (карта 1). Воды лишенные буферных способностей или обладающие небольшой буферной ёмкостью (I—V) выступают в области кристаллического массива Татров, тогда как воды с большой буферной емкостью (VI—X) встречаются в областях, где находятся осадочные породы. Воды, образующиеся в переходных областях, обнаруживают разные буферные емкости, в зависимости от субстрата и от того, каким образом смешиваются автохтонические воды из области осадочных пород с аллохтоническими водами, поверхностными и подземными, стекающими из кристаллических областей.

3. В кристаллических областях текущие воды обнаруживают лишь небольшие изменения своих буферных свойств, при переходе же через области осадочных пород их буферная емкость явно изменяется. Большое количество вод о небольшой буферной емкости, стекающих из кристаллического массива на область осадочных пород, не на много увеличивает свою буферную емкость вследствие небольшого количества притоков, обладающих большой буферной емкостью, и наличия на дне долин продуктов эрозии кристаллических пород, наносимых потоками.

4. Стоячие воды Татров лежат, главным образом, в кристаллических областях и в связи с этим имеют небольшую буферную емкость. Озера и мелкие водоемы расположенные высоко в скалистых бассейнах не обнаруживают совсем (I) или только следы (II) буферных способностей. Буферная емкость стоячих вод несколько выше в долинах (III). Небольшие водоемы,



которые не лежат среди скал или продуктов их эрозии становятся дистрофными.

5. Ключевые воды имеют разную буферную емкость в зависимости от субстрата. Воды родников из кристаллических областей имеют ничтожную буферную емкость (II, III), тогда как в водах источников из областей осадочных пород буферная емкость большая (VIII—X). Большие карстовые подземные потоки характеризовались небольшими или средними величинами буферных емкостей, что указывает на происхождение этих вод.

6. рН вод из кристаллических областей колебался в пределах 6,4—7,4, в водах связанных с осадочными породами рН равнялся от 7,2 до 8,3, в дистрофных водах рН колебался от 4,1 до 5,4.

7. Щелочность вод, связанных с кристаллическими областями, была небольшая и увеличивалась несколько от верхних частей Татр к Нижним. В областях осадочных пород щелочность зависела от характера породы, от соотношения количества автохтонических вод и вод, стекающих из кристаллических областей, а также от степени дистрофии вод.

8. Сравнение буферных кривых татранских вод с типами кривых, приведенными Вайсером (1948) для определения трофического типа водоемов, обнаруживает, что полученные буферные кривые для вод из кристаллических областей, соответствуют олиготрофному типу кривых. Буферные кривые дистрофных водоемов соответствуют также дистрофному типу кривых Вайсера (1948). Несмотря однако на то, что буферные кривые вод, связанных с осадочными породами, близкими были евтрофному типу кривых Вайсера (1948), нельзя считать эти кривые за соответствующие евтрофии этих вод. Химический состав исследуемых вод скорее указывает на их ничтожную трофность, а о ходе буферных кривых решает, вероятно, карбонатная жесткость, в особенности, высокое содержание карбонатов щелочноземельных элементов при отсутствии или небольшом содержании других составных частей.

#### Список рисунков

1. Буферные кривые разных типов Татранских вод: 1 — Поток из Долины за Мнихем; 2 — Руды Ставок в Долине Пяти Ставов; 3 — Задний Став Гонсеницовой, Вывежиско Быстрой, 5 — Поток в Долине Белого, 6 — Источник на Хали Коминарской — Средний объем капли 0,0625 мл.
2. Буферные кривые вод в бассейне Бялки Татранской: 1 — Чарны Став, 1а — Чарны Став — подкисление после подщелачивания, 2 — Морске Око, 2а — Морске Око — подкисление после подщелачивания. 3 — Рыби Поток, 4 — Поток Ваксмундски, 5 — Бялка Татранска понижее устья Потока Ваксмундского.
3. Буферные кривые вод бассейна Ростоки: 1 — Задни Став, 2 — Вода из староснега, 3. — Вода вытекающая из торфянки, 4 — Поток из кислых лугов, 5 — Поток Ростока.
4. Буферные кривые вод из бассейна Сухой Воды: 1 — Змарзлы Став под Завратом, 2 — Зелены Став Гонсеницовой, 3 — Поток из Сухой Долины, 4 — Поток Суха Вода, 5 — Став Топоровы Нижни.



5. Буферные кривые вод из бассейна Ольчического (1, 2) и Быстрой (3, 4, 5). 1 — Вывежиско Ольчиске, 2 — Поток Свиньски, 3 — Поток Кондратовы, 4 — Поток от Бочаня, 5 — Быстра в Кузьницах.
6. Буферные кривые вод потоков: 1 — Стронжиски, 2 — За Брамкои, 3 — Станикув, 4 — Яронц, 5 — Лейовы.
7. Буферные кривые вод Костелиского бассейна: 1 — Поток Гурны Костелиски, 2 — Костелиски повыше Скалы Писаной, 3 — Воды из под Скалы Писаной, 4 — Устье Потока Ментусьего, 5 — Кирова Вода.
8. Буферные кривые вод Хохоловского бассейна: 1 — Поток Гурны Хохоловски, 2 — Поток Крузьлик, 3 — Хохоловский Ключ, 4 — Поток Корытиска, 5 — Сива Вода.

#### Объяснения к картам

- Карта 1. Схема геологического строения Татр по Соколовскому.  
 Карта 2. Буферные ёмкости вод Западных Татр.  
 Карта 3. Буферные ёмкости вод Высоких Татр и переходной области.

J. Paschalski

### An attempt to characterize Tatra waters on the basis of their buffering power

#### Summary

Investigations were carried from 12 to 27 April 1958.

Categories of buffering power were designed according to Starmach (1954) and Weiser (1948), by splitting their buffering degree with the aid of a tengrade (I—X) scale (Tab. II).

The results obtained permit the following conclusion:

1. Buffering of Tatra waters strongly varied from waters with no buffering power (I), to those strongly buffered (X). Waters without buffering power (I) and poorly buffered (II, III) were found in the High Tatra from Białka Tatrzańska valley to Olczyńska and Bystra valleys and in the southern part of Western Tatra. In the southern sector of the latter region were found waters with the buffering power varying from medium (VI) up to strong (X). (Map 2, 3, Tab. II).

2. The location and delimitation of Tatra waters with different buffering powers corresponds to differentiation and delimitation of Tatra geological structure (Map 1). Waters without or with poor buffering powers (I—V) appear within the Tatra crystalline core. and waters well and strongly buffered (VI—X) in the regions where occur sedimentary rocks. Waters formed in transitional regions show various buffering powers, depending on substratum and on the way of mixing of the autochthonic waters from the



sedimentary region with allochthonic ones, superficial and underground, flowing from crystalline regions.

3. Flowing waters show small changes of their buffering power in crystalline regions and large ones in the regions where sedimentary rocks appear. Many poorly buffered waters flowing down from the crystalline core into sedimentary regions do not increase their buffering power, firstly because of a small amount of strongly buffered tributaries and secondly since the bottom of the valleys is covered by products of decomposition of crystalline forms, carried down by streams.

4. Tatra stagnant waters lie mainly in crystalline regions; they have therefore scanty and poorly differentiated buffering power. Lakes and small water bodies situated high in rocky basins show no buffering power (I) or its traces (II), which increases a little (III) in valleys. Small water bodies, which are situated not among rocks or their decomposition products, are under strong influence of dystrophy.

5. Source waters show various degrees of buffering, depending on the substratum. Waters from sources in crystalline regions are scantily (II, III) buffered. On the other hand, they are well (VIII—X) buffered in the regions where sedimentary rocks appear. Greater outflows of underground carstic streams had waters buffered very poorly (IV) up to medium (VI) buffering power, which shows their origin.

6. Hydrogen ion concentration varied: from 6.4 to 7.4 for waters from crystalline regions, from 7.2 to 8.3 for waters connected with sedimentary rocks and from 4.1 to 5.4 for dystrophic waters.

7. Alkalinity of waters connected with crystalline regions was small and increased slightly, running down from top parts to Tatra foot hills. In the regions where sedimentary rocks have occurred, alkalinity depends on the character of these forms and on the mixing of autochthonic waters with waters flowing down from crystalline rocks. The alkalinity depended also on the degree of dystrophy.

8. Comparison of buffering curves for Tatra waters with curves of the types given by Weiser (1948) to denote the trophic type of water bodies shows that curves obtained from crystalline regions correspond to curves of oligotrophic type. Dystrophic curves, also correspond to Weiser dystrophic curves. On the other hand curves for waters connected with sedimentary rocks, in spite of their resemblance to Weiser's (1948) eutrophic type curves, can not be considered as closely corresponding to that trophic type. The chemical composition of analysed waters indicates rather their impoverished trophy, and the course of corresponding buffering curves depends certainly on the carbonate hardness and mainly alkaline earth carbonates, in view of small quantities or lack of other components.



## List of figures

1. Buffering curves of various kinds of Tatra waters: 1 — Stream from the Za Mnichem valley, 2 — Rudy Lake in the Pięciu Stawów valley, 3 — Zadni Gąsienicowy Lake, 4 — Outflow of Bystra, 5 — Stream in the Biały valley, 6 — Source on the Kominiarska coomb.  
Average volume of drop 0,0625 ml.
2. Buffering curves of waters in the Białka Tatrzńska basin: 1 — Czarny Lake, 1a — Czarny Lake — water acidified after alkałisation, 2 — Morskie Oko Lake, 2a — Morskie Oko Lake — water acidified after alkałisation, 3 — Rybi Stream, 4 — Waksmundzki Stream, 5 — Białka Tatrzńska stream down the Waksmundzki stream mouth.
3. Buffering curves of water of Rostoka basin: 1 — Zadni Lake, 2 — Water from oldsnow, 3 — Water flowing out of the *Sphagnetum*, 4 — Stream from acid meadows, 5 — Rostoka stream.
4. Buffering curves in the Sucha Woda basin: 1 — Zmarzły Lake under Zawrat, 2 — Zielony Gąsienicowy Lake, 3 — Stream of Sucha valley, 4 — Sucha Woda stream, 5 — Toporowy Niżni Lake.
5. Buffering curves of waters in the Olczyski (1,2) and Bystra (3, 4, 5) basins, 1 — Outflow of Olczyski, 2 — Świński stream, 3 — Kondratowy stream, 4 — Stream from Boczań, 5 — Bystra stream in Kuźnice.
6. Buffering curves of stream waters: 1 — Strążyski stream, 2 — Za Bramką stream, 3 — Staników stream, 4 — Jaroniec stream, 5 — Lejowy stream.
7. Buffering curves of waters in Kościeliski basin: 1 — Upper Kościeliski stream, 2 — Kościeliski stream above the Pisana rock, 3 — Waters from below the Pisana rock, 4 — Outflow of Miętusi stream, 5 — Kirowa Woda stream.
8. Buffering curves of waters in the Chochołowski basin: 1 — Upper Chochołowski stream, 2 — Krużlik stream, 3 — Chochołowskie source, 4 — Koryciska stream, 5 — Siwa Woda stream.

## Map 1. Outline of Tatra geological structure according to Sokółowski

1 — Quaternary; 2 — Tertiary; 3 — upper (Choč) nappe; 4 — lower nappe, upper digitation; 5 — lower nappe, lower digitation; 6 — Mesozoic of the Giewont fold; 7 — Mesozoic of the Czerwone Wierchy fold; 8 — rock series of Tomanowa — Kominy Tylkowe; 9 — crystalline rocks of the Giewont fold; 10 — crystalline rocks of the Czerwone Wierchy fold; 11 — crystalline massifs of High Tatra Mts.

## Map 2. Buffering power of High Tatra waters

a — state boundary; b — geological delimitation; c — lower boundary of Tatra Forest; d — turistic way; e — spring; f — stream; g — disappearing stream; h — small water body; i — Lake; j — marshes; k — old snows; l — cave; m — water-supply; n — pollutions; o — no water; I—X degrees of buffering power.

## Map 3. Buffering power of Western Tatra waters (captions as on the map 2).



L. Szlauer

## The Resting Stages of Cyclopidae in Stary Dwór Lake

Z Katedry Limnologii WSR w Olsztynie

### Introduction

The earliest discovery of the resting stage among *Cyclops bicuspidatus*, made by Birge and Juday (1909), became the stimulus for initiating investigations into this interesting phenomenon. Soon thereafter appeared other papers concerned with the appearance of this stage among other species of Cyclopidae. These papers included hypotheses attempting to reveal the causes of the appearance of the resting stage among these animals. Laboratory investigations conducted in the Department of Hydrobiology Polish Academy of Sciences, as well as investigations in the lake conducted parallelly to the former, establish successive proofs explaining the causes and nature of this phenomenon. The latter investigations are the subject of this paper. Dr Maria Wierzbicka, to whom I am extremely grateful, was the inspirer of these investigations as well as a valuable counselor during the time they were conducted.

The papers of Fryer and Smyly (1954) and of Smyly (1961), which provide much new information about the resting stage of *Mesocyclops leuckarti* Claus in lakes in England, as well as the papers of Ułomski (1953) and Monakow (1959) concerning the resting stage of this species in Russia, are interesting from the point of view of this paper. Also worthy of attention are the papers of Wierzbicka (1960, 1962), in which the author described the resting stages among *Cyclops bohater* Koźmiński and *Cyclops vicinus vicinus* Uljanin, and also the paper of Elgmorek (1955) relating to *Cyclops strenuus strenuus* Fischer.

Stary Dwór Lake, in which the investigations were conducted, is located near the town of Olsztyn. Its surface encompasses 6.99 ha and its maximum depth is 23.2 m (Pascalski 1963). It is surrounded by fairly high hills covered partially by forest and partially by isolated trees.



Its great depth and small surface and also the hills which keep off the wind, hinder the circulation of the water in the lake. These elements probably determine the character of this lake. According to Paschalski (1963) this lake is of the bradymix type. Bodies of water of this type are characterized by a long-lasting cover of ice, a weak and short spring circulation, an early-appearing temporary stratification, a shallow epilimnion, as well as a short and weak autumn circulation (Olszewski 1959).

### Methods

Samples of the bottom deposits were collected at five stations located along line A — B (Fig. 1). Station I, located 20 m from the shore had a depth of five m. Station II, located 25 m from the shore, had a depth of eight m. The bottom deposit at both of these stations was composed of sand and thick particles of detritus. Station III, located 30 m from the shore, had a depth of 10 m. The deposit here was composed of organic ooze and sand. Stations IV and V, located 40 and 50 m respectively from the shore, had depths of 15 and 17 m respectively. A thick layer of organic ooze lay on the bottom at both of these stations.

The samples of the bottom deposits were collected with a Szczepański sampler. This dug out fragment of the bottom 10.7 cm<sup>2</sup> in surface. At each point four samples were gathered at the same time. These samples were put together and sifted through a net of nr 3 bolting cloth. The remnant was transferred with the net to a vessel of water. The non-moving resting stages sank to the bottom of the vessel, while to the contrary the moving animals swam in the water. The latter were removed together with the water. In this way the animals in resting stage were separated.

Samples were gathered from September, 1961, until June, 1962. At the end of the summer stagnation samples were gathered on Oct. 17 and Nov. 11, 1961. Immediately after the autumn circulation samples were collected on Dec. 4, 1961. During the winter stagnation samples were gathered on Dec. 29, 1961, and March 20, 1962. On April 20, 1962, five days after the melting of the ice on the lake, samples were gathered again. The cycle of investigations was terminated on June 2, 1962, during the next summer stagnation.

During the winter additional samples of bottom deposits were gathered along line C—D (on Dec. 30, 1961, and March 20, 1962) and line E—F (on Dec. 30, 1961). Fig. 1 shows the course of these lines.

While the samples of bottom deposits were being gathered the temperature and oxygen content of the water near the bottom were measured at each station.

Qualitative investigations into the plankton Crustacea were also conducted.



### The results of investigation

#### Quantitative fluctuation and horizontal distribution of resting stages in the bottom deposits

*Mesocyclops leuckarti*, *Cyclops vicinus vicinus* and *Cyclops bohater* were found in greatest number in the bottom deposits. Single individuals of *Cyclops kolensis* Lilljeborg (IV copepodit), *Diacyclops bicuspidatus* Claus (adult and young stages), *Thermocyclops oithonoides* G. O. Sars (V copepodit) and representatives of Harpacticoida were seldom found. This paper is interested in the first three above-mentioned species only. The fluctuations in their number as well as the horizontal distribution of these species is represented in tables I—IV.

*Mesocyclops leuckarti*. The resting stage (IV and V copepodit) was found on the bottom from the middle of October until the middle of April. The fifth copepodit stage was clearly the dominant. In the autumn (11. XI. 1961) there was the greatest number of them (174 100 individuals to the square metre of the bottom surface). During the winter their number gradually diminished. In March (20.III.1962) they were about ten times fewer in number than in November. After the melting of the ice (20.IV.1962) only a small number was found and in June there were already none at all (Tab. I).

Table I

The number of resting stages of *Mesocyclops leuckarti* per square meter of the bottom surface. Line A—B

Date	Stations				
	I	II	III	IV	V
17.X.1961	3 700	900	—	—	—
11.XI.1961	158 200	174 100	3 300	500	2 100
4.XII.1961	36 200	79 400	3 500	—	8 400
29.XII.1961	42 000	72 400	8 200	—	2 300
20.III.1962	9 300	18 700	2 300	1 200	1 200
20.IV.1962	—	—	2 300	3 500	1 200
2.VI.1962	—	—	—	—	—

The resting stages were concentrated in a belt running near the shore of the lake at a depth of about eight meters. At the stations of greatest depth they were found in small numbers. The greatest concentration of resting stages appeared at station II at a depth of 8 metres (Tab. I).

*Cyclops vicinus vicinus*. During the investigations conducted in October, the appearance of great numbers of resting stages (IV copepodit) of this species was confirmed. This state was maintained without a change to the end of the



Table II

**The number of resting stages of *Cyclops vicinus vicinus* per square meter of the bottom surface. Line A—B**

Date	Stations				
	I	II	III	IV	V
17.X.1961	—	1 400	13 300	27 300	32 700
11.XI.1961	6 300	8 200	9 800	30 800	43 700
4.XII.1961	2 300	2 300	14 000	8 400	34 600
29.XII.1961	1 200	1 200	15 200	10 500	9 300
20.III.1962	—	1 200	3 500	3 500	8 200
20.IV.1962	—	—	2 300	1 200	1 200
2.VI.1962	2 300	3 500	31 500	87 600	61 900

summer stagnation. The number of resting stages decreased noticeably during the fall circulation and during the period immediately following this. It appeared in small numbers during the winter. The second decrease in the number of resting stages came after the spring circulation. In June, 1962 (Tab. II) they appeared again en masse in the bottom deposits.

The resting stage of *C. v. vicinus* was found in the central part of the lake, at stations at a depth of 10, 15 and 17 meters. Most were found at this last station. Very few appeared at shallower stations. At the shallower stations some individuals were probably active at the time of catching them.

*Cyclops bohater*. Most resting stages (V copepodit) appeared during the summer stagnation. In the period of autumn circulation their number distinctly

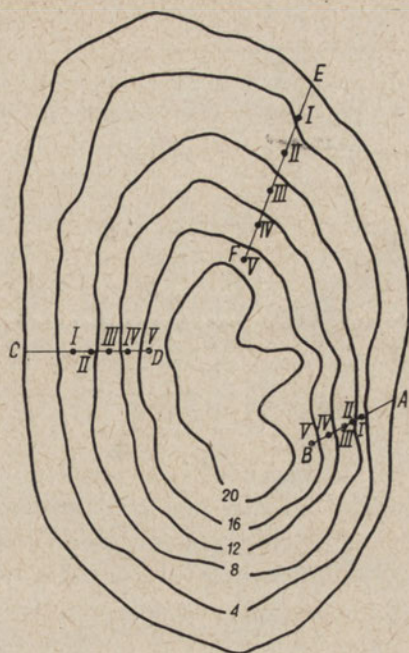
Table III

**The number of resting stages of *Cyclops bohater* per square meter of the bottom surface. Line A—B**

Date	Stations				
	I	II	III	IV	V
17.X.1961	900	—	1 900	6 300	5 600
11.XI.1961	—	3 500	700	2 300	6 500
4.XII.1961	—	—	—	900	900
29.XII.1961	—	—	—	1 200	—
20.III.1962	—	—	—	—	—
2.VI.1962	1 200	3 500	16 300	23 300	4 700



Fig. 1. Stary Dwór Lake. Location of stations  
Scale 1 : 2000



diminished. Not a single resting stage was found in March and April. They were present again at the beginning of June, 1962 (Tab. III).

The horizontal distribution of the resting stage of *C. bohater* was the same as the distribution of the resting stage of *C. v. vicinus*.

The distribution of resting stages of Cyclopidae along lines C—D and E—F (Fig. 1) was the same as along the above-discussed line A—B (Tab. IV).

Table IV

The number of resting stages of *Mesocyclops leuckarti* per square meter of the bottom surface.

Line C—D					
Date	Stations and depth in m.				
	I	II	III	IV	V
	5.5	7.5	10	13	19
30.XII.1961	66 600	93 400	4 700	11 700	10 500
20.III.1962	7 000	73 600	11 700	2 300	4 700
Line E—F					
Date	Stations and depth in m.				
	I	II	III	IV	V
	4	7.5	10	15	19
30.XII.1961	8 200	51 400	3 500	2 300	12 800



## Plankton

Investigations of the plankton were conducted with a net of nr. 3 bolting cloth. Therefore informations was supplied only about the oldest copepodit stages and about adult individuals. These investigations were begun in September, 1961.

*Mesocyclops leuckarti* appeared in the middle of September, chiefly as the fourth and fifth copepodit stages. At this time *M. leuckarti* was clearly dominant among the Cyclopidae. In November (11.XI) there were very few of it. From this time until the end of winter it did not appear in the plankton. It reappeared en masse immediately following the melting of the ice. The *M. leuckarti* population at that time consisted primarily of copepodit stage V and less of stage IV.

*Cyclops vicinus vicinus* appeared in small numbers at the end of the summer stagnation. At that time primarily males as well as copepodit stages IV and V were found. This species was dominant among the Cyclopidae from late autumn (11.XI) until spring. During this time adult and young stages appeared. At the beginning of June only very few individuals belonging to copepodit stage IV appeared.

Copepodit stages as well as males of *Cyclops bohater* were caught in very small numbers from the middle of October until spring. Great numbers of copepodit stages IV and V were confirmed in May, yet at the end of June there were already few of them.

Table V

Temperature and oxygen content (mg O<sub>2</sub>/l) in the layer of water near the bottom of Stary Dwór Lake. Line A—B

Date	Stations									
	I		II		III		IV		V	
	°C	O <sub>2</sub>	°C	O <sub>2</sub>	°C	O <sub>2</sub>	°C	O <sub>2</sub>	°C	O <sub>2</sub>
17.X.1961	12.0	7.1	8.5	1.4	7.2	0.2	6.5	0.0	6.5	0.0
11.XI.1961	8.9	7.9	8.9	7.8	7.7	1.1	6.3	0.0	6.3	0.0
4.XII.1961	5.0	8.4	5.0	8.1	5.0	7.9	5.0	8.4	5.1	7.9
29.XII.1961	3.1	10.9	3.8	8.7	3.9	7.6	4.8	7.2	5.0	6.4
20.III.1962	4.3	3.4	4.5	3.1	4.5	2.8	4.8	0.6	5.0	0.3
20.IV.1962	6.2	8.2	5.8	8.0	5.5	6.1	5.2	1.3	5.1	1.3
2.VI.1962	11.5	8.2	7.0	3.7	5.1	2.2	4.2	0.0	4.0	0.0



#### The oxygen content and temperature of the water near the bottom

The results of investigations exhibited in Table V permit the distinguishment of two separate zones in Stary Dwór Lake.

The stations at depths of 17 and 15 m belonged to the first zone. During the investigations the layer of water near the bottom in this zone had a fairly constant temperature (fluctuating from 4.8 to 6.5°C). Almost from the beginning until the end of the summer stagnation there was no oxygen there and H<sub>2</sub>S appeared. In the final part of the winter stagnation the oxygen content fell below 1 mg/l.

The second zone included stations located nearer the shore at depths of 5 and 8 m. Temperature fluctuations here were very great. The bottom temperature at the shallowest station reached 12°C in the middle of September and 3.1°C at the end of December. Oxygen appeared here during the whole year, although at a station at a depth of 8 m it appeared in small amounts (1.4 mg/l) at the end of the summer stagnation.

The environmental conditions near the bottom at a station at a depth of 10 m were intermediate between those of the two above-described zones.

#### Discussion

The investigations which were conducted have furnished much information about the biology of Cyclopidae in Stary Dwór Lake. Most of the data relates to *Mesocyclops leuckarti*. It has been confirmed that this species stayed at the bottom during the winter primarily as copepodit stage V and in smaller numbers as copepodit IV. This corresponds to the observation of Smyly (1961).

A mass appearance of the resting stage of *M. leuckarti* at the bottom was confirmed when the layer of water near the bottom had a temperature of 8.9°C. At this time this species was already not present in the plankton. Therefore it may be supposed that the passing of *M. leuckarti* into the resting stage came earlier at a higher temperature. This observation also corresponds to the data of Smyly (1961). According to this author the passage of *M. leuckarti* into the resting stage came at a temperature of 10°C.

The passage of *M. leuckarti* into the resting stage came in Stary Dwór Lake during the summer stagnation still (3 weeks before the circulation). The epilimnion reached 8 m at the time. Below this there appeared the hypolimnion, cold and deprived of oxygen. This observation disagrees with the data of Smyly (1961). That investigator confirmed that in Esthwait Water the passage of *M. leuckarti* into the resting stage came only after the autumn circulation.

The horizontal distribution of the resting stage of *M. leuckarti* at the bottom of Stary Dwór Lake is also completely different from that found in the investigations made by Smyly in English lakes. In Stary Dwór Lake the resting



stage appeared in greatest numbers near the shore, at depths down to 8 m, while, on the contrary, there were very few of them in the deeper parts of the lake. In Esthwaite Water Smyly confirmed the appearance of the greatest numbers of resting stages in the deepest parts. It was similarly distributed in the deep Windermere Lake (Fryer and Smyly 1954).

My observations also do not conform with the data described by Monkow (1959). He confirmed the appearance in Rybiński Lake of resting stages of *M. leuckarti* in those parts of the basin where ooze congregated, and the absence of them at the hard bottom. In Stary Dwór Lake the resting stage appeared primarily in a shallow zone near the shore, among deposits consisting of thick particles of detritus and sand.

According to the observations of Fryer and Smyly (1954) and Smyly (1961) as well as to the results of the author's own investigations, one of the conditions for the passage of *M. leuckarti* into the resting stage is a reduction in temperature to below 10°C. It is known however that at the end of the summer stagnation period the copepodit stages IV and V of this species appear in the plankton above the oxygen-deprived hypolimnion. They do not pass into the resting stage then, although there is a low temperature in the hypolimnion. From this it is possible to conclude that detrimental respiratory conditions in the water render the passage of *M. leuckarti* into the resting stage impossible. The existence of favorable respiratory conditions near the bottom is thus, in addition to a low temperature, the second factor necessary for the appearance of the resting stage. Taking the above remarks into account makes it possible to explain the enigmatical distribution of the resting stage in Stary Dwór Lake.

Conditions favorable to the passage of *M. leuckarti* into the resting stage (a low temperature, the presence of oxygen near the bottom) first appeared in the zone situated near the shore of Stary Dwór Lake. Only three weeks later, after the fall circulation, did such conditions appear in the central part of the lake. It may be supposed that for just this reason the resting stage of *M. leuckarti* was concentrated in the zone situated near the shore of the lake. I believe that not only individuals which had lived in this zone before passed into the resting stage there, but also individuals coming from the central part of the lake. They probably transferred to the zone near the shore as a result of a chaotic horizontal movement. Supporting the hypothesis of migration is the fact that the greatest concentration of the resting stage appeared at station II in the zone connected with the central part of the lake. The individuals which moved from the central part of the lake reached station II first. There they found suitable conditions and therefore passed into the resting stage. Because of this they reached station I, which was located further along, in smaller numbers. In addition to this there exist two more arguments supporting the hypothesis of the migration of *M. leuckarti* from the center of the lake to



the zone near the shore. 1) There was plenty of time for the migration since conditions suitable for passage into the resting stage appeared three weeks earlier in the zone near the shore than in the central part of the lake. 2) The distance from the center of the lake to the beginning of the zone of the concentration of resting stages amounted to only fifty meters.

During the investigations a gradual decrease in the number of resting stages of *M. leuckarti* in the bottom deposits was confirmed. It was also confirmed that Turbellaria living at the bottom were feeding on these stages. Thus it may be assumed that the cause of the decrease in the number of resting stages was the consumption of them by benthic animals.

The horizontal distribution of the resting stage of *Cyclops vicinus vicinus* was different from that of *Mesocyclops leuckarti*. The resting stages of the former species accumulated at the bottom of the central part of the lake, where during almost the whole year (with the exception of the short periods of circulation) there was no oxygen. The issuance of the resting individuals of *C. v. vicinus* from the ooze was linked to the circulation. This is proven by the decrease in the number of individuals which was confirmed at station IV and V during the spring circulation (Tab. II). Seemingly in contradiction to what has been stated above, the fact remains that no decrease in the number of individuals of this species was observed at station V during the fall circulation. This may be explained however in that the influence of the circulation had not yet reached into the ooze at station V, where the resting animals resided. This occurred however at station IV which was located higher. The circulation reached this station earlier. The decrease in the number of resting stages of *C. v. vicinus* which was noticed only at the beginning of the winter stagnation confirms this supposition.

The life cycle of *C. v. vicinus* and also of *C. bohater* in Stary Dwór Lake corresponds to the observations of Wierzbicka (1962) and is similar to the life cycle of *C. strenuus strenuus* described by Elgmork (1955). That investigator confirmed that *C. s. strenuus* spends the summer time in the ooze as a resting stage. The issuance of most of the resting stages from the ooze came during the fall circulation. The rest remained in the ooze until the spring circulation. The remaining of some of the resting stages of *C. v. vicinus* in the bottom deposits during the winter was also confirmed in Stary Dwór Lake. They passed into the plankton only after the spring circulation.

The observations put forth in this papers point at a distinct bond between changes in environmental conditions and the passage of Cyclopidae into the resting stage and their return to active life. A low temperature is a factor favoring the passage of *M. leuckarti* into the resting stage. A lack of oxygen has an opposite influence in this case.

The passage of the resting stages of *C. v. vicinus* and *C. bohater* into active life is linked to the appearance of oxygen near the bottom during the circulation.



## REFERENCES

1. Birge, E. A., and C. Juday., 1909. A summer resting stage in the development of *Cyclops bicuspidatus* Claus. Trans. Wis. Acad. Sci., Arts, Let., 16: 1—9.
2. Elgmork, K. A., 1955. A resting stage without encystment in the annual cycle of the freshwater Copepod *Cyclops strenuus strenuus*. Ecology., 36: 739—743.
3. Fryer, G., and J. P. Smyly., 1954. Some remarks on the resting stages of some freshwater Cyclopoid and Harpacticoid Copepods. Ann. Magaz. Natur. Hist., 7: 65—72.
4. Monakow, A. W., 1959. O zimowkie *Mesocyclops leuckarti* Claus w Rybinskom wodochraniliszczu. Biul. In-ta Biol. Wodochran., 5: 18—20.
5. Olszewski, P., 1959. Stopnie nasilenia wplywu wiatru na jezioro. Zesz. Nauk. WSR w Olsztynie., 4: 111—132.
6. Paschalski, J., 1963. Bradymiksja jeziora Starodworskiego. Zesz. Nauk. WSR. w Olsztynie., 16: 3—40
7. Smyly, J. P., 1961. The life-cycle of the freshwater Copepod *Cyclops leuckarti* Claus in Esthwaite Water. J. Anim. Ecol., 30: 153—169.
8. Ułomski, S. N., 1953. Nowoje w ekologii niekotorych widow wietwistousych rakoobraznych (*Copepoda*) *Mesocyclops leuckarti* Claus. Dok. Akad. N. SSSR., 90: 295—297.
9. Wierzbicka, M., 1960. *Cyclops bohater* Koźm. dans le nouveau biotope. Pol. Arch. Hydrobiol., 7: 143—157.
10. Wierzbicka, M., 1962. On the resting stage and mode of life of some *Cyclopoida*. Pol. Arch. Hydrobiol., 10: 215—229.



## Recenzje

W. Schäperclaus *Lehrbuch der Teichwirtschaft*. Berlin 1961.

Wydanie 2. Stron 582, ilustracji 290, tabel 94.

Wydawnictwo: P. Parity, Berlin Sw. Lindenstrasse 44—47.

Literatura światowa wzbogacona została o nową syntetyczną pozycję z dziedziny limnologii teoretycznej i stosowanej.

Podręcznik „Gospodarka stawowa” opracowany przez dr. W. Schäperclausa — profesora Uniwersytetu im. Humboldta w Berlinie i zarazem Dyrektora Instytutu Rybactwa Niemieckiej Akademii Rolniczej, zawiera aktualny stan wiedzy hydrobiologicznej w odniesieniu do stawów — zbiorników wodnych pozbawionych hypolimnionu i okresowo osuszanych jak i z zakresu biologii tych gatunków ryb, które są przedmiotem powszechnej hodowli stawowej.

Najwięcej miejsca poświęcił autor karpiovi (*Cyprinus carpio*) oraz pstrągowi tęczowemu (*Salmo irideus*), gatunkom o dużym znaczeniu gospodarczym, których obecna produkcja światowa sięga już kilkaset tysięcy ton rocznie i wykazuje dalsze tendencje rozwojowe.

Pierwsza część opracowania obejmuje omówienie licznych oryginalnych publikacji autorów z różnych krajów i wyników badań własnych a związanych z zagadnieniami przemiany materii, wzrostu i fizjologii odżywiania się karpi, pstrągów, linów i kilku innych gatunków ichtiofauny (Środkowej Europy). Omówienie przyrodniczych warunków produkcji w środowisku stawowym jest niejako dopełnieniem teoretycznych podstaw hodowli ryb w stawach.

Druga część podręcznika poświęcona została biotechnice hodowli ryb stawowych.

Szczególnie szeroko a zarazem krytycznie opracowany został rozdział dotyczący selekcji. W oparciu o podstawowe badania genetyczne przeprowadzone na karpkach przez Kirpicznikowa i Probstę dokonana została analiza wyników doświadczeń hodowlanych przeprowadzonych w różnych krajach, m. in. przez polskich hodowców. Można tu nawiasem wspomnieć, iż jednym z wyników prac eksperymentalnych w tym zakresie jest krzyżówka karpia lustrzenia z sazanem amurskim, która umożliwiła w Związku Radzieckim przesunięcie hodowli karpia daleko na północ aż do 60 równoleżnika szerokości geograficznej. Autor ocenia na 10—30% możliwości polepszenia zdolności wzrostowych karpia na drodze dalszych prac selekcyjnych. Dostyć szeroko omawia autor możliwości obsad różnogatunkowych chociaż nie przepisuje im perspektyw rozwoju.

Omawiając możliwości zwiększania produkcji ryb, dożywianie paszami węglowodanowymi uważa autor za nieodzowny atrybut współczesnej gospodarki stawowej, gdyż wychów karpia oparty wyłącznie na wysokobiałkowym pokarmie naturalnym jest sprzeczny z zasadami i ekonomią prawidłowego i opłacalnego żywienia zwierząt gospodarskich.

W dziedzinie nawożenia stawów Schäperclaus broni niemieckiej teorii bezazotowego nawożenia, według której sinice oraz bakterie w dostatecznym stopniu zasilają rośliny wodne w ten niezbędny do ich życia składnik biogeny.

Przy opisie dodatkich i ujemnych stron poszczególnych systemów wychowu karpia konsumpcyjnych Schäperclaus opowiada się raczej za czteroletnim cyklem produkcyjnym. Wydaje się, iż w tym przypadku zachodzi niezgodność z ogólnie przyjętą teorią optymalnych liczebności obsad.



Czteroletni system zmusza hodowcę do przegęszczania obsad jedno i dwuletnich karpi powyżej dopuszczalnego optimum.

Jedną z dodatnich stron omawianego opracowania było wykazanie jak poważne jeszcze luki posiada współczesna wiedza w tak podstawowych zagadnieniach hodowli ryb jak np. brak metod określania minimum białka w podstawowej przemianie materii u karpia i pstrągów. Brak badań biochemicznych jako punktu wyjściowego do ustalania różnych mieszanek paszowych dla ryb. Dotychczasowe badania i doświadczenia nad stosunkiem gęstości obsad do bazy pokarmowej noszą w dalszym ciągu charakter dyskusyjny. Brak również metod obiektywnej oceny potrzeb nawozowych stawów np. za pomocą testów biologicznych przy użyciu czystych kultur glonów. Schäperclaus podkreśla, iż współczesne metody chemicznych analiz wody i dna stawowego, wobec ciągłego krążenia soli pokarmowych i różnego sposobu reagowania osadów, są wysoce niedoskonałe.

Wyraźnie ekologiczne ujęcie tematów, różni w zasadniczy sposób niniejsze opracowanie od pierwszego wydania jakie ukazało się w 1933 r. pod tym samym tytułem.

Wobec istnienia specjalnych podręczników inżynierii melioracyjno-rybackiej, wydaje się zbędne umieszczenie krótkiego i dlatego ogólnikowego rozdziału o budowie stawów. Taka sama uwaga nasuwa się czytelnikowi po przeczytaniu ostatniego rozdziału o szkodnikach i chorobach ryb.

Żałować należy również, że autor nie zdecydował się podać w spisie literatury wykazu oryginalnych prac cytowanych w tekście i ograniczył się jedynie do umieszczenia w piśmiennictwie wykazu czasopism.

Pomijając tych kilka uwag, zresztą natury raczej porządkowej, omawiana praca zyskała sobie szybko miano solidnego podręcznika opracowanego zarówno pod względem treści jak i szaty zewnętrznej na poziomie światowym.

Opracowanie Schäperclausa może stanowić poważną pomoc w pracy dydaktycznej katedr ichtiologii i rybactwa Wyższych Uczelni, w pracy placówek naukowo-badawczych a nawet w pracy ichtiologa terenowego.

P. Wolny

H. Liebmann, *Handbuch der Frieschwasser und Abwasser-Biologie*. Bd. I, zweite Auflage. 1962, Fisher Verlag, Jena. Cena 78 marek.

Jednocześnie z ukończeniem druku 2-go tomu ukazało się drugie wydanie tomu 1-go. Pierwsze wydanie 1-go tomu z 1951 r. uległo wyczerpaniu już po kilku latach, a szybki rozwój metodyki badania biologii wód wymagał uzupełnienia niejednego rozdziału w wydaniu pierwszym.

Tom I dzieła Liebmann'a poświęcony jest przede wszystkim metodyce badania wód, klasyfikacji zespołów organizmów wskaźnikowych w wodach o różnym stopniu zanieczyszczenia organicznego i nieorganicznego oraz nieożywionym zawiesinom wodnym. Zasadniczy układ nowego wydania nie różni się więc od układu przyjętego w wydaniu 1951 r., ale w wielu rozdziałach spotykamy obszernie uzupełnienia w zakresie metodyki badania wód. Dotyczy to rozdziału o metodyce badań ichtiologicznych, który rozszerzony został wskazówkami o zastosowaniu elektryczności w gospodarce rybackiej przy odłowie ryb. Rozdział o badaniach mikrobiologicznych uzupełniono wskazówkami o przygotowaniu pożywek na żelu kwasu krzemowego. Przybył nowy rozdział o metodyce wykrywania i identyfikowania jaj i larw robaków pasożytniczych w organizmie człowieka i zwierząt domowych, a często spotykanych zwłaszcza w wodach zanieczyszczonych ściekami bytowymi.

Nowy też rozdział poświęcony został metodyce wykrywania w wodach substancji radioaktywnych. Autor podając tu w najogólniejszych zarysach zasadę promieniotwórczości pierwiastków



charakteryzuje emitowane przez nie promienie oraz opisuje stosowane dzisiaj przyrządy do mierzenia promieniowania.

Większa część tomu I podręcznika Liebmana poświęcona jest organizmom roślinnym i zwierzęcym, których zespoły charakteryzują różne stopnie zanieczyszczenia wód przez a) ścieki zawierające substancje organiczne zagniwające w wodzie (str. 165—502) i b) ścieki nieorganiczne zawierające żelazo, siarkowodór, wapń, lub chlor (str. 501—527). W nowym wydaniu dział ten uzupełniony został metodyką kartograficznego przedstawiania stopnia zanieczyszczenia występującego na obszarze jezior i wzdłuż biegu rzek. Siedmiostopniowy podział zanieczyszczenia wód oparty jest na analizie zespołów organizmów. Każdy stopień zanieczyszczenia oznaczany jest inną barwą. Dzięki temu kartograficzny obraz zanieczyszczenia staje się czytelny również dla nie biologów.

Dodanie nowych rozdziałów sprawiło, że w drugim wydaniu tomu I zwiększyła się liczba ilustracji do 458 rysunków i XXII tabel (w tym 9 barwnych). Wzrosła też znacznie w nowym wydaniu liczba pozycji bibliograficznych przez uwzględnienie prac, jakie ukazały się w czasie od 1951 do 1960 r.

Jest rzeczą zrozumiałą, że w książce o tak szerokiej problematyce, jak podręcznik Liebmana nie wszystkie działy są przedstawione w sposób wyczerpujący, na co sam autor wskazuje niejednokrotnie. W niektórych przypadkach (rozdział o pasożytach, o promieniotwórczości) autor książki wprowadza tylko czytelnika w zagadnienie odsyłając go dla dalszego pogłębienia do prac źródłowych, których bogaty wykaz zawiera dołączona bibliografia. Ukazanie się nowego wydania I tomu podręcznika Liebmana jest niewątpliwie wyrazem rosnącego we wszystkich krajach uprzemysłowionych niepokoju i troski o zabezpieczenie ludzkości przed zbliżającą się katastrofą całkowitego zanieczyszczenia wód powierzchniowych.

Mieczysław Bogucki

H. Liebmann, *Handbuch der Frieschwasser - und Abwasser-Biologie*. Bd. II. Lieferung 5, 6. u. 7, Fischer Verlag, Jena. 1960. Cena każdego zeszytu — 20 marek.

Ostatnio wydane zeszyty (5, 6 i 7) podręcznika Liebmana zamykają tom II tego dzieła. W rozdziale oznaczonym literą F pt. Biologia ścieków umieszczonym w zeszytcie 5 (str. 644—678) omówione są sprawy zakażenie ścieków przez bakterie chorobotwórcze, wirusy oraz pasożyty zwierzęce i ludzkie. Na podstawie bogatej literatury ostatnich lat (do roku 1959) podano przegląd metod stosowanych do oczyszczania zakażonych ścieków oraz wyniki badań nad odpornością na różne czynniki fizyczne i chemiczne licznych organizmów chorobotwórczych występujących w ściekach.

Rozdział G. pt. Toksykologia ścieków opracowany wspólnie z H. A. Stammerem omawia na 300 stronicach (679—975) występowanie w ściekach substancji trujących pochodzących z przetwórstwa przemysłowego. Autorzy rozpatrują szczegółowo toksyczne działanie braku tlenu i licznych substancji nieorganicznych i organicznych na organizmy wodne wogóle, a w szczególności na ryby, podając przy tym dawki letalne różnych trucizn dla najczęściej spotykanych organizmów wód słodkich. Przy końcu rozdziału znajduje się tabela maksymalnych stężeń substancji trujących dopuszczalnych jeszcze w oczyszczalniach.

Rozdział oznaczony literą H (975—984) poświęcony jest szkodliwemu oddziaływaniu na ryby różnego rodzaju zawieszonych w wodzie (włókna celulozy, trociny, miął węglowy, piasek i glina) oraz zgubnemu dla organizmów wodnych oddziaływaniu podwyższonej temperatury wody. Na podstawie danych licznych autorów przedstawiano dla różnych gatunków temperaturę letalną. Przegląd substancji pochodzenia ściekowego, które dostając się do wód otwartych, powodują wybitniejsze zmiany smakowe mięsa ryb — kończy ten rozdział.



W ostatnim rozdziale autor przestrzega przed zgubnymi wynikami nieprzemyślanej gospodarki wodnej prowadzącej do zubożenia kraju w zasoby wód gruntowych i powierzchniowych.

Książka Liebmana uwzględniająca bardzo szczegółowo wyniki badań nad biologią wód i potęgującym się z roku na rok ich zanieczyszczeniem niewątpliwie ułatwi zadanie badaczy zajmujących się ochroną zdrowia, budownictwem wodnym, gospodarką rybną i ochroną przyrody. Zaletą jej ponadto jest bogate piśmiennictwo, na którym opierał się autor, wykaz cytowanych źródeł obejmuje ponad sto stron druku.

Jak bardzo potrzebną okazała się książka Liebmana świadczy fakt, że przed zakończeniem druku drugiego tomu tego dzieła przystąpiono do opracowania nowego wydania tomu I, którego nakład został wyczerpany.

*Mieczysław Bogucki*



POLSKIE ARCHIWUM HYDROBIOLOGII TOM XI

SPIS TREŚCI — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENTS

No. 1

strony

**L. Szlauer**

Prędkości poruszania się skorupiaków planktonowych jako czynnik wpływający na pionowe rozmieszczenie postaci młodocianych i dojrzałych . . . . . 5 — 15

**I. Biernacka**

Die protozoenfauna in Danziger Bucht. II. Die charakteristik der Protozoen in Untersuchten Biotopen der Seeküste . . . . . 17 — 76

**M. Prószyńska**

On the problem of differentiating Cladocera and Copepoda fauna in ponds and small water bodies in the light of present faunistic literature . . . . . 78 — 96

**F. M. Ramadan, H. Klimowicz, A. A. Swelim**

The pollutional effect of industrial wastes on Rotifers . . . . . 97 — 108

**A. Pęczalska**

Z biologii rozrodu leszcza Zalewu Szczecińskiego . . . . . 109—139



	strony
<b>S. Bernatowicz</b>	
Dynamika flory naczyniowej w Jeziorze Arklickim . . . . .	145—156
<b>M. Prószyńska</b>	
Cladocera and Copepods of small water bodies of Tatra Mountains and Podhale Region. Some remarks on typology of pools . . . . .	157—167
<b>S. Rakusa-Suszczewski</b>	
Thermics and chemistry of shallow fresh water pools in Spitzbergen . . . . .	169—187
<b>J. Półtoracka</b>	
Plankton roślinny jezior okolic Węgorzewa na tle ich właściwości środowiskowych . . . . .	189—217
<b>R. Z. Klekowski</b>	
Water balance and osmoregulation in the snail <i>Coretus corneus</i> (L.) under conditions of desiccation and in diluted sea water	219—240
<b>R. Z. Klekowski</b>	
The influence of low salinity and desiccation on the survival, osmoregulation and water balance of <i>Littorina littorea</i> (L.) (Prosobranchia) . . . . .	241—260
<b>Recenzje</b>	
Ruttner, Grundriss der Limnologie, Der Rezensent M. Stangenberg	261—262



**B. Czeczuga, T. Baszyński**

Niektóre dane hydrochemiczne wód Jeziora Rajgrodzkiego . . . . . 267—274

**T. Januskiewicz, L. Jakubowska**

Jezioro Klasztorne w Kartuzach — studium hydrochemiczne . . . . . 275—325

**B. Styczyński, S. Rakusa-Suszczewski**

Tendipedidae of selected water habitats of Hornsund Region  
(Spitzbergen) . . . . . 327—341

**M. Bogucki**

The influence of salinity on the maturation of gametes of *Nereis  
diversicolor* O. F. Müller . . . . . 343—347

**J. Paschalski**

Próba charakterystyki wód tatrzańskich na podstawie zdolności  
buforowych . . . . . 349—384

**L. Szlauer**

The resting stages of Cyclopidae in Stary Dwór Lake . . . . . 385—394

**Recenzje**

Schäperclaus W. Lehrbuch der Teichwirtschaft. Berlin 1961. Wyd. 2,  
582 s., ilustr. 290. tabel 94. Wyd.: P. Paray, Berlin Sw. Lindenstras-  
se 44—47. Rec. P. Wolny . . . . . 395—396

H. Liebmann. Handbuch der Frieschwasser und Abwasser—Biolo-  
gie. Band I, II Auflage 1962. Fischer Verlag, Jena. Rec. M. Bogucki. 396—397

H. Liebmann. Handbuch der Frieschwasser und Abwasser—Biolo-  
gie. Band II. Lieferung 5,6 u. 7 Fischer Verlag Jena, 1960. Rec. M.  
Bogucki . . . . . 397—398







### Wskazówki dla autorów

Polskie Archiwum Hydrobiologii przyjmuje do druku prace oryginalne z dziedziny hydrobiologii. Od roku 1963 pismo ukazywać się będzie w 3 zeszytach rocznie objętości około 160 str. druku każdy.

Do druku przyjmowane są prace w jednym z kongresowych języków albo w języku polskim ze streszczeniem wyników w języku rosyjskim oraz w języku kongresowym.

Nadsyłane do druku prace winny być napisane na maszynie w 2 egzemplarzach (oryginał i kopia) z zachowaniem podwójnego odstępu między wierszami, z marginesem bocznym (4 cm), a na pierwszej stronie z marginesem górnym (8 cm).

Układ maszynopisu powinien zawierać:

1. nazwisko i inicjały imion autora,
2. tytuł pracy,
3. zakład pracy, w którym pracę wykonano,
4. treść artykułu,
5. streszczenie,
6. bibliografię, ułożoną w porządku alfabetycznym nazwisk autorów.

Przy powoływaniu się w tekście na prace innych autorów należy podawać nazwisko autora i rok wydania pracy.

W bibliografii należy podawać: 1. nazwisko i inicjały imion autora, 2. rok wydania pracy, 3. pełny tytuł pracy, 4. skróconą nazwę czasopisma (według World List of Scientific Periodicals), tom i stronicę.

Załączone rysunki są numerowane liczbami arabskimi. Na odwrocie każdego rysunku należy umieścić nazwisko autora. Objaśnienia do rysunków należy umieścić na osobnym arkuszu.

Tabele liczbowe oznaczane liczbami rzymskimi załączać na osobnych arkuszach.

W pracach napisanych po polsku objaśnienia w tabelach winny być podane w języku polskim oraz w języku kongresowym. To samo dotyczy objaśnień do rysunków i fotografii.

Na marginesie należy zaznaczyć miejsce kolejnych tabel i ilustracji.

Przesyłane do druku maszynopisy winny mieć postać całkowicie wykończoną. Zauważone błędy winny być poprawione maszynowo.

Autorzy otrzymują tylko jedną korektę. Zmiany tekstu w korekcie winny być zredukowane do minimum. Konieczne uzupełnienia tekstu w korekcie należy umieszczać na końcu odpowiedniego rozdziału, lub na końcu tekstu jako addendum. Koszt większych zmian będzie obciążał autora.

Autorzy otrzymywać będą 100 odbitek swej pracy, 25 sztuk bezpłatnie i 75 sztuk płatnych według ustalonych stawek.



Cena zł 33.—