

IWONA WEGNER

TERMIKA I DYNAMIKA WÓD JEZIORNÝCH
W ZLEWNI STRUGI BRODNICKIEJ

ZARYS TREŚCI

W opracowaniu przedstawiono zróżnicowanie jezior położonych w zlewni Strugi Brodnickiej pod względem termicznym i dynamicznym. Najwięcej miejsca poświęcono zagadnieniu termiki jezior. Materiałem źródłowym opracowania były badania terenowe, podczas których zebrano dane dotyczące dobowego przebiegu temperatury wody, sezonowej zmienności uwarstwienia termicznego w ciągu roku oraz występowania zjawisk lodowych. Pozwoliło to na dokonanie analizy termicznej, określenie teoretycznej i rzeczywistej głębokości mieszania wiatrowego oraz stworzenie kompleksowej klasyfikacji termiczno-dynamicznej badanych jezior.

WSTĘP

Termika wód jeziornych wskazuje na całokształt właściwości i procesów dynamicznych zachodzących w wodach jezior. Temperatura wody w jeziorze regulowana jest przez sezonowe zmiany dopływu i strat ciepła. Nagrzewanie się wód następuje głównie w wyniku pochłaniania ciepła z promieniowania słonecznego. Straty ciepła wód jeziornych związane są z wypromieniowaniem, parowaniem, oddawaniem ciepła do podłoża i osadów dennych oraz tworzeniem się pokrywy lodowej na jeziorze. Ciepło jest rozprowadzane w masie wodnej jeziora na skutek ruchów wody, wywołanych głównie oddziaływaniem wiatru i prądami konwekcyjnymi. Reżim termiczny wód stojących jest zjawiskiem bardzo złożonym. Do czynników, które go kształtują, należą m.in.: powierzchnia i kształt jeziora, pojemność, maksymalna i średnia głębokość, długości efektywne, kierunek dłuższej osi, forma masy, nachylenie dna, osłonięcie strefy brzegowej i roślinność wod-

na. Czynniki te w powiązaniu z warunkami meteorologicznymi stwarzają specyficzne warunki termiczne charakterystyczne tylko dla danego jeziora.

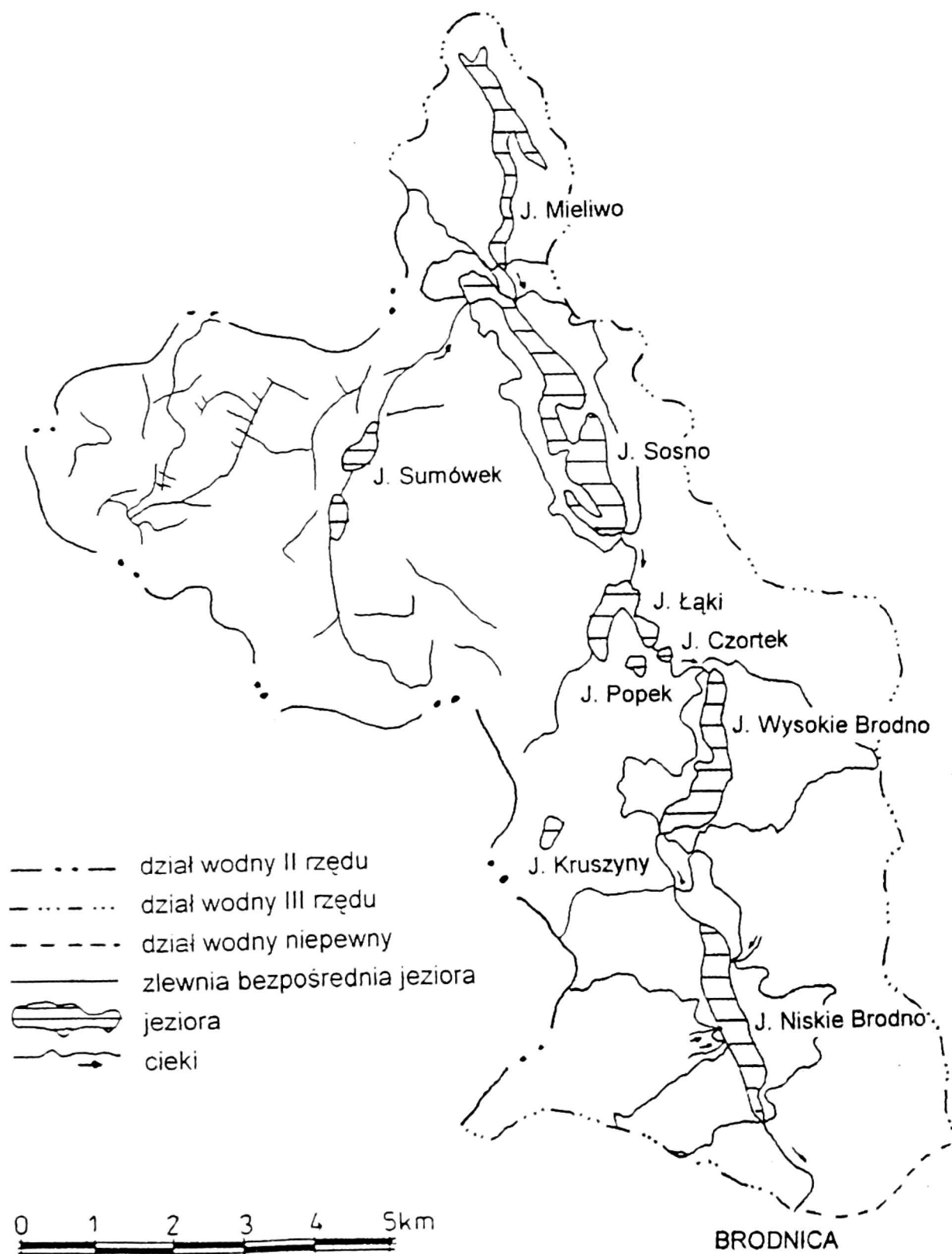
Dynamika wód jeziornych zależy zatem od wielu elementów meteorologicznych, hydrologicznych, morfometrycznych masy jeziornej oraz od wielkości i ukształtowania zlewni. Stanowi więc odzwierciedlenie złożonego mechanizmu zjawisk i procesów zachodzących z różną intensywnością w czasie i przestrzeni. Do głównych przyczyn ruchu wód jeziornych należą: wiatr, temperatura powietrza, opady atmosferyczne, dopływ wód powierzchniowych i podziemnych. Czynniki te wywołują m.in.: falowanie wód jeziornych, zmiany stanów zwierciadła wody oraz mieszanie się wody. Wpływ wymienionych czynników na dynamikę poszczególnych jezior jest odmienny, gdyż każde jezioro ze swoją zlewnią powierzchniową i podziemną charakteryzuje się indywidualnym zbiorem cech, które ułatwiają lub utrudniają przebieg procesów dynamicznych (LANGE 1985; JĘDRASIK 1985).

OBSZAR BADAŃ

Zlewnia Strugi Brodnickiej, zwanej niekiedy Łachą lub Brodniczanką, położona jest, według podziału fizyczno-geograficznego KONDRACKIEGO (2000), na Pojezierzu Brodnickim, będącym częścią makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie. Granice omawianego

mezoregionu określają rzeki: na zachodzie Lutryna, na południu i wschodzie Drwęca, a na północy Osa i Gać.

W ujęciu hydrograficznym zlewnia Strugi Brodnickiej leży w dorzeczu Wiśły, w zlewni Drwęcy i Osy (DĘBSKI 1961). Struga Brodnicka jest prawym dopływem Drwęcy. Bierze ona początek z mokradła niedaleko wsi Bogumiłki, na



Rys. 1. Położenie zlewni Strugi Brodnickiej

Fig. 1. Localisation of the catchment of Struga Brodnicka

południe od Jezior Sumowskich, natomiast jej ujście znajduje się w Brodnicy, na 85 kilometrze biegu rzeki Drwęcy. Długość rzeki wynosi 21,5 km, natomiast powierzchnię zlewni całkowitej określa się na 85 km². Kształt zlewni jest nieregularny, wydłużony w kierunku NW–SE, wzdłuż głównych jezior: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno i Niskie Brodno. Maksymalna długość zlewni wynosi 17,5 km, natomiast maksymalna szerokość osiąga 8,5 km.

Obszar badań znajduje się w obrębie zasięgu ostatniego zlodowacenia, zwanego vistulianem, i posiada typową rzeźbę młodoglacjalną. W krajobrazie dominuje głęboka, subglacjalna rynna jeziorna (zwana rynną Brodniczanki), otoczona wysoczyzną morenową płaską i falistą. Występują tam także powierzchnie sandrowe, moreny czołowe, kemy, ozy, zagłębienia wytopiskowe oraz równiny terasowe (NIEWIAROWSKI 1983).

W zlewni Strugi Brodnickiej położonych jest 9 jezior o powierzchni powyżej 1 ha (tab. 1), zajmujących łącznie 584,5 ha powierzchni, co stanowi 7,1% powierzchni zlewni. Jest to wartość siedmiokrotnie większa od przeciętnej jeziorności dla Polski, która wynosi 1,016% (MAJDANOWSKI 1954). Przewyższa również znacznie uprzywilejowane pod tym względem Pojezierze Mazurskie (4,464%). Większość zbiorników wodnych to jeziora rynnowe, odpływowe, położone w strefie sandrowej. Pomimo usytuowania na niewielkim obszarze i zbliżonej morfogenezy wykazują one znaczne zróżnicowanie. Pewną osobliwością jest jezioro Sumówek – zbiornik pozarynnowy, odpływowy, położony w strefie morenowej, podobnie jezioro Kruszyny. Zasoby wodne zgromadzone w jeziorach zlewni Strugi Brodnickiej wynoszą 26,2 mln m³.

Szczególne uwagę poświęcono w pracy jeziorom rynny brodnickiej: Mieliwo,

Sosno, Łąki, Wysokie Brodno oraz Niskie Brodno. Jako obiekty przyrodnicze mogą być one scharakteryzowane za pomocą całego zespołu liczbowych parametrów i wskaźników, określających ich położenie, wielkość i kształt (tab. 1 i 2). Owe charakterystyki morfometryczne obliczone zostały na podstawie kart morfometrycznych i planów batymetrycznych sporządzonych przez Instytut Rybactwa Śródlądowego (IRS) w 1959 r.

Według regionalizacji klimatycznej WOSIA (1996) teren badań należy do Regionu Zachodniomazurskiego. Północna część zlewni Strugi Brodnickiej położona jest w utworzonym w 1985 r. Brodnickim Parku Krajobrazowym (46,5 km², czyli 54,7% zlewni), natomiast południowa znajduje się w obszarze Chronionego Krajobrazu „Obszar Doliny Drwęcy”.

METODY BADAŃ

Badania terenowe prowadzone były przez okres roku, od grudnia 1999 do grudnia 2000 r., w następujących terminach: 16.12.1999, 09.03.2000, 06.04.2000, 28.04.2000, 21.06.2000, 29.06.2000, 26.07.2000, 26.09.2000, 30.10.2000 oraz 11.12.2000. Podczas wyjazdów terenowych objęto badaniami limnologicznymi pięć jezior: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno i Niskie Brodno. Najważniejszą częścią badań były, wykonane z łodzi, pomiary temperatury wody w rozkładzie pionowym, w kilku pionach na każdym z jezior. Badania wykonywane w najgłębszych pionach pomiarowych pozwoliły zaobserwować sezonową zmienność uwarstwienia termicznego oraz dokonać analizy termicznej. Zmiany stratyfikacji i jej zróżnicowanie w poszczególnych jeziorach prześledzono na podstawie następujących parametrów: średniej temperatury powierzchniowej

Tabela 1. Morfometria jezior. Parametry charakteryzujące powierzchnię jeziora (wg danych IRS, CHOIŃSKIEGO 1991, 1995)
 Table 1. Lake morphometry. Parameters characteristic of lake surface (according to the IRS data, CHOIŃSKI 1991, 1995)

Jezioro	Szer. geogr. φ	Dł. geogr. λ	Wys. n.p.m. [m]	Powierz- chnia jez. [ha]	Pow. zwierciadła wody [ha]	Dł. linii brzegowej [m]	Dł. maks. [m]	Szer. maks. [m]	Szer. śr. [m]	Wydłużenie jez. [m]	Rozwój linii brzeg. [m]	Śr. efek- tywna dł. osi [m]
Mieliwo	53°23,1'	19°19,3'	80,5 80,1	80,9 68,5	80,9	8950	2960	535	273	5,5	2,81	1747,5
Sosno	53°21,3'	19°20,1'	80,1 79,1	187,8 176,0	187,8	13200	4420	765	424	5,7	2,72	2592,5
Łąki	53°19,7'	19°21,4'	77,5 78,3	47,4 46,0	47,4	4650	1480	540	320	2,7	1,91	1010,0
Popek	53°19,3'	19°21,2'	79,0	7,2	7,2	-	350	300	206	1,2	-	325,0
Czortek	53°19,0'	19°24,0'	79,0	6,0	6,0	-	250	250	240	1,0	-	250,0
Wysokie Brodno	53°18,8'	19°22,6'	78,0 77,8	92,5 85,0	91,0	5700	2475	605	366	4,0	1,85	1540,0
Niskie Brodno	53°16,9'	19°22,9'	73,2 72,9	87,2 86,0	87,2	6850	3110	415	280	7,4	2,07	1762,5
Sumówek	53°20,8'	19°17,7'	85,0	68,0	68,0	-	1850	600	368	3,1	-	1225,0
Kruszyny	53°18,2'	19°20,5'	72,0	9,0	9,0	-	500	230	180	2,2	-	365,0
Śr. dla Polski	-	-	-	-	39,7	1900	-	-	-	-	1,85	-

Tabela 2. Morfometria jezior. Parametry charakteryzujące misę jeziorną (wg danych IRS)

Table 2. Lake morphometry. Parameters characteristic of lake reservoir (according to the IRS data)

Jezioro	Objętość [tys. m ³]	Głębokość maksymalna [m]	Głębokość średnia [m]	Głębokość względna*		Wskaźnik głębokoś- ciowy	Stopień wypukłości formy wg Peucker	Wskaźnik odsłonięcia jeziora	Wskaźnik zwartości	Wskaźnik rozwinięcia objętości wg Hutchinsona	Śr. nachyle- nie stoków dla całej niecki jeziornej [°]
				1	2						
Mieliwo	2712,5	9,4	3,4	0,0105	0,9259	0,36	+ 8,51	23,79	0,0335	1,085	1°55'
Sosno	9390,3	12,4	5,0	0,0091	0,8015	0,40	+ 20,97	37,56	0,0500	1,210	1°39'
Łąki	1357,2	6,1	2,9	0,0089	0,7850	0,47	+ 42,62	16,34	0,0286	1,426	1°30'
Wysokie Brodno	6691,5	22,0	7,3	0,0230	2,0432	0,33	- 0,455	12,47	0,0735	0,995	3°10'
Niskie Brodno	6045,7	18,2	6,9	0,0195	1,7266	0,38	+ 13,74	12,64	0,0693	1,137	2°43'
Śr. dla Polski	-	-	7,02	0,0180	1,3544	0,43	-	30,00	-	1,30	3°08'

* 1 – wg HALBFASSA (1901), 2 – wg HUTCHINSONA (1957)

warstwy wody 0,0–1,0 m, średniej temperatury wody w jednometrowej warstwie przydennej, Δt – różnicy temperatury między 1-metrową warstwą powierzchniową i przydenną, średniej temperatury wody w pionie pomiarowym, μ – współczynnika rozwoju stratyfikacji, ∂ – średniego gradientu termicznego w pionie (tab. 6).

Badanie dobowego przebiegu temperatury miało na celu ukazanie wpływu pory dnia i warunków pogodowych na zmienność temperatury wody. Pomiarów wykonywane były od 28 lipca do 2 sierpnia 2000 r. (przez okres sześciu dób) na zakotwiczonym stanowisku w południowym akwenu jeziora Wysokie Brodno. Punkt pomiarowy zlokalizowany był w otwartej części jeziora, o głębokości trzy razy większej od głębokości średniej i dobrych warunkach mieszania wiatrowego. Odczyt temperatury wody odbywał się co 30 minut w pionie, w odstępach co 0,5 m do głębokości 15 m, zaś głębiej – co 1 m. Według SKOWRONA (2000) tak duże zagęszczenie pomiarów pozwala uchwycić zmienność i dynamikę termicznych mikrostruktur. Równocześnie z pomiarami temperatury wody prowadzono obserwacje temperatury powietrza psychrometrem Assmana 1 m nad zwierciadłem wody.

TEMPERATURA POWIERZCHNIOWEJ WARSTWY WODY

W jeziorach położonych w umiarkowanej strefie klimatycznej bez względu na ich powierzchnię, stosunki batymetryczne, typ mieszania i charakter hydrologiczny obserwuje się sezonową zmienność temperatury wody powierzchniowej. Według SKOWRONA (1997) warstwa powierzchniowa obejmuje wierzchnią warstwę wody o miąższości 1,5–2,0 m, rzadko większej, w której dobowe amplitudy temperatury przyjmują największe wartości.

Oczywisty jest fakt, że reżim termiczny powierzchniowej warstwy wody zależy w głównej mierze od zmienności temperatury powietrza. Potwierdza to wyraźna korelacja temperatury wód powierzchniowych od wahań temperatury powietrza w przebiegu rocznym. Oba wykresy naśladują przebieg sinusoidy, przy czym temperatura powierzchniowej warstwy wody wykazuje mniejszą zmienność i amplitudę. W rozkładzie średnich miesięcznych temperatur powietrza i wody powierzchniowej w jeziorach obserwuje się przez cały rok przewagę temperatury wody. Największe różnice występują w grudniu, styczniu i lutym, i mogą dochodzić do 8–9°C, natomiast najmniejsze występują w marcu. W kwietniu może wystąpić sytuacja odwrotna, kiedy temperatura powietrza jest wyższa od temperatury wody (KOWALSKA 1972; SKOWRON 2000).

Według SKOWRONA (1999) średnie roczne wartości temperatury wody powierzchniowej w niżowych jeziorach Polski w okresie 1971–1995 wahały się w granicach od 8,22°C dla jeziora Hańcza do 10,73°C dla Jeziora Sławskiego. Jeziorom, które jest najbardziej odpowiednie, aby porównać jego temperaturę powierzchniowej warstwy wody z jeziorami zlewni Strugi Brodnickiej, jest jezioro Bachotek. Jest ono odległe od omawianych w niniejszej pracy o kilka kilometrów, dobrze wyraża więc stosunki termiczne powierzchniowej warstwy wody. Średnia wieloletnia (1971–1995) temperatura wody powierzchniowej (0,4 m) w jeziorze Bachotek wynosi ok. 10°C i jest o 0,4°C niższa od średniej z najcieplejszej pentady (1991–1995). Widać wyraźnie, iż istnieje silna tendencja wzrostu średniej rocznej temperatury warstwy powierzchniowej w ciągu ostatnich lat (tab. 3).

Tabela 3. Średnie 5-letnie temperatury wody powierzchniowej (0,4 m) w jeziorze Bachotek w okresie 25-lecia 1971–1995 (wg danych IMiGW)

Table 3. Average five-year temperatures of surface water (0,4 m) in Lake Bachotek over the 25-year long period from 1971 to 1995 (according to IMiGW's data)

Jezioro Bachotek	1971–1975	1976–1980	1981–1985	1986–1990	1991–1995	1971–1995
	9,95	9,27	10,19	10,33	10,44	10,04

Tabela 4. Średnie daty oraz ich tendencje (w dniach) dla termicznych sezonów wody powierzchniowej (0,4 m) w jeziorze Bachotek w okresie 25-lecia 1971–1995

Table 4. Average dates and their tendencies (given by days) for thermal seasons of surface water (0,4 m) in Lake Bachotek over the 25-year long period 1971–1975

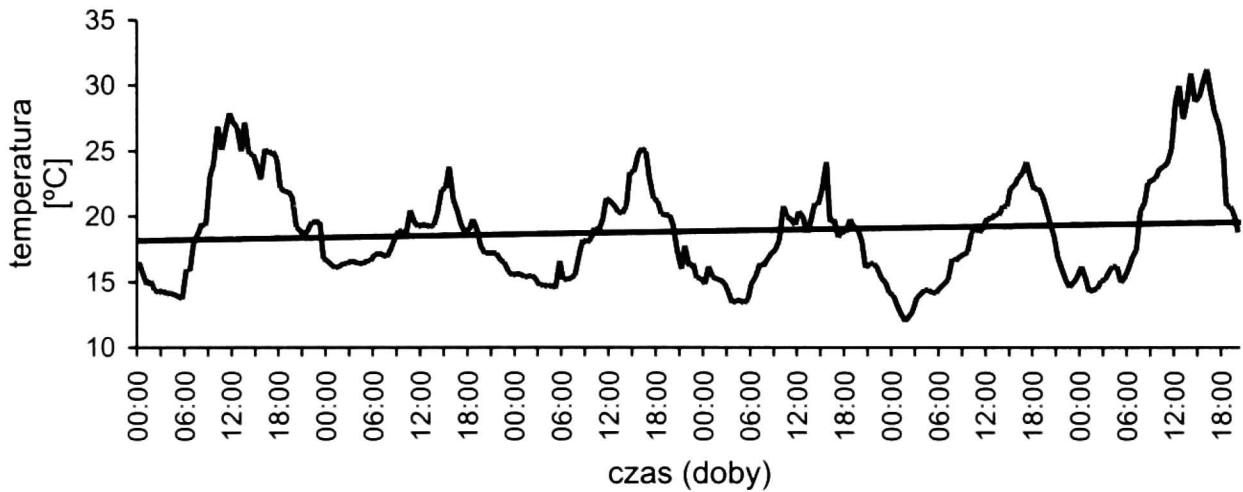
Parametr	Okres zimowy		Okres wiosenny		Okres letni		Okres jesienny	
	faza zimowego		wczesna faza	późna faza	faza letniego		I faza	II faza
	ochładza- nia	nagrzewa- nia	wiosennego nagrze- wania	wiosennego nagrze- wania	nagrzewa- nia	ochładza- nia	jesiennego ochładzania	jesiennego ochładzania
Średnia data	18.12	01.02	12.03	29.03	19.05	07.08	24.09	20.11
Odchyl. stand.	19,2	15,6	22,3	10,4	11,8	14,1	9,4	8,4
Tendencja	-0,9	-0,7	-1,1	+0,3	-0,4	-0,4	+0,4	+0,3

W przebiegu rocznym temperatury powierzchniowej warstwy wody wyróżnić można 4 okresy: zimowy, wiosenny, letni i jesienny, z których każdy składa się z dwu faz. Dla jeziora Bachotek, według danych z wielolecia 1971–1995, okres zimowy rozpoczyna się 18 grudnia początkiem zalegania pokrywy lodowej (tab. 4). Minimalne wartości temperatura powierzchniowej warstwy wody osiąga przeciętnie na przełomie stycznia i lutego, wtedy też rozpoczyna się faza zimowego nagrzewania (1 lutego). Koniec zalegania pokrywy lodowej i zarazem początek okresu wiosennego przypada 12 marca. 17 dni później (29 marca) następuje trwałe przejście temperatury wody przez wartość 4°C. Koniec okresu wiosennego nagrzewania określa przeciętna data przejścia temperatury wody przez wartość 15°C – ma to miejsce 19 maja. Jest to również początek okresu letniego nagrzewania, który trwa do 7 sierpnia. Temperatura powierzchniowej warstwy wody osiąga

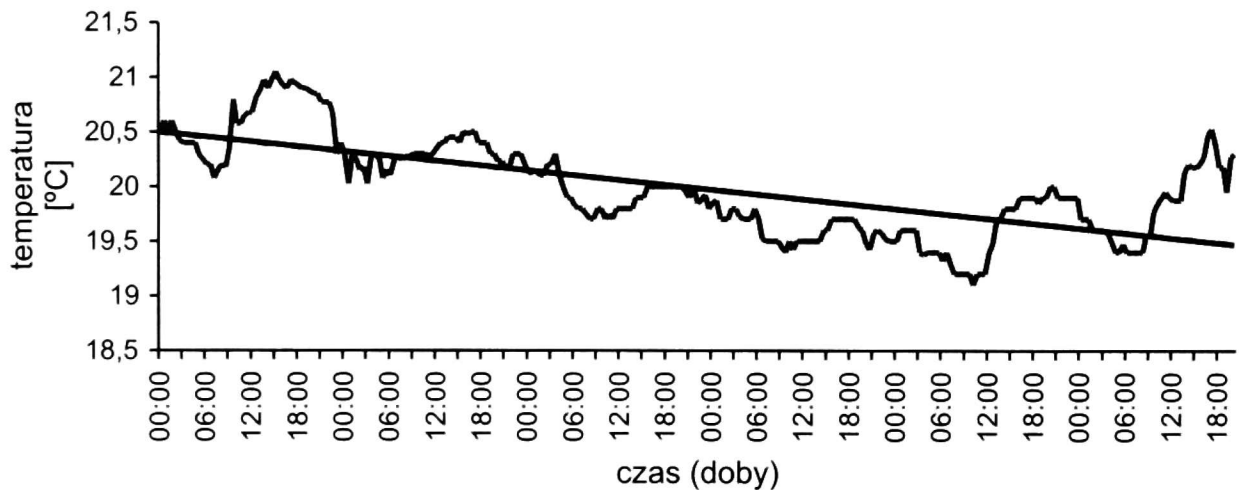
wówczas przeciętnie swoje maksimum w ciągu roku. Od początku sierpnia następuje stopniowe ochładzanie wody. Okres letni kończy się 24 września, kiedy to temperatura wody ponownie osiąga 15°C. Wartości 4°C temperatura wody przekracza natomiast 24 listopada. Według SKOWRONA (1999) dla jeziora Bachotek daty początku okresu zimowego, wiosennego i letniego, według danych z wielolecia 1971–1995, ulegają przyspieszeniu o 0,4–1,1 dnia/rok. Natomiast opóźnione jest przejście temperatury wody przez próg 4°C, zarówno wiosną, jak i jesienią (o 0,3 dnia/rok), oraz początek okresu jesiennego (o 0,4 dnia/rok).

DOBOWY PRZEBIEG TEMPERATURY WODY

Dobowa zmienność temperatury wody, będąca jednocześnie najkrótszym ogniwem zmian długookresowych, jest szczególnie interesująca dla procesów limnologicznych. Ogniwem to charakteryzuje się cyklicznym, sinusoidalnym

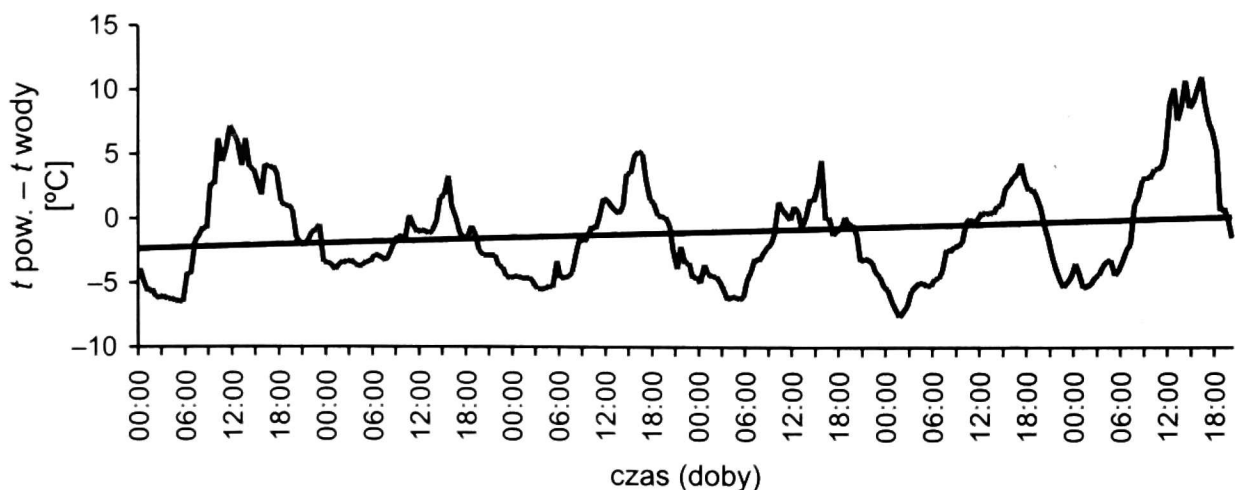


Rys. 2. Przebieg dobowy temperatury powietrza (1 m n. zw. wody) w dniach 28.07.2000–02.08.2000
 Fig. 2. Daily course of air temperature (1 metre over water-table) from 28.07.2000 to 02.08.2000



Rys. 3. Przebieg dobowy temperatury powierzchniowej warstwy wody (0,0–1,0 m) w dniach 28.07.2000–02.08.2000

Fig. 3. Daily course of water's surface layer temperature (0,0–1,0 m) from 28.07.2000 to 02.08.2000



Rys. 4. Przebieg dobowy różnic między temperaturą powietrza (1 m n. zw. wody) i temperaturą wody na głębokości 0,1 m w dniach 28.07.2000–02.08.2000

Fig. 4. Daily course of differences between air temperature (1 metre over water-table) and water temperature at the depth of 0,1 m from 28.07.2000 to 02.08.2000

przebiegiem, którego granice wyznacza 24-godzinny okres.

Cykl badań nad dobową zmiennością temperatury wody przypadł na koniec okresu letniego nagrzewania, który w sąsiednim jeziorze Bachotek trwa do 7 sierpnia. Przeciętnie tego dnia temperatura powierzchniowej warstwy wody powinna osiągnąć maksymalną wartość (SKOWRON 1999). Zróżnicowane warunki meteorologiczne panujące podczas badań pozwoliły zauważyć ich odmienny wpływ na termikę wód. Pierwszy i ostatni dzień pomiarów (tj. 28.07 i 02.08) charakteryzowały się wyższą od pozostałych dni średnią dobową temperaturą powietrza, wynoszącą powyżej 20°C. 02.08 zanotowana została też najwyższa w okresie badawczym temperatura – 31,3°C, natomiast dzień wcześniej (01.08) najniższa – 12°C (rys. 2). Amplitudy dobowe temperatury powietrza charakteryzowały się stosunkowo dużym zróżnicowaniem i zawarte były w granicach od 8,3°C (29.07) do 17°C (02.08). Uwarunkowania te wyraźnie podkreślają różnice między temperaturą powietrza i temperaturą powierzchniowej warstwy wody (rys. 4).

Temperatura powierzchniowej warstwy wody do głębokości 1 metra w okresie badawczym była mało zróżnicowana i wahała się w wąskim zakresie, od 21°C pierwszego dnia pomiarów (28.07) do 19,1°C – 01.08 (rys. 3). Amplitudy dobowe temperatury w powierzchniowej warstwie wody nawiązywały do przebiegu amplitud temperatury powietrza, kształtując się od 0,9 do 1,1°C w dniach 28.07, 01.08, 02.08 i w granicach 0,5–0,6°C w dniach 29.07–31.07. Na podstawie wielkości średnich dobowych zaobserwowano stopniowy spadek temperatury powierzchniowej warstwy wody, począwszy od 28.07 (20,6°C) do 01.08 (19,6°C). Wzrost nastąpił ostatniego dnia pomiarów (02.08) do 19,8°C

wraz ze wzrostem temperatury powietrza (tab. 5). W przebiegu dobowym maksymalna temperatura w powierzchniowej warstwie wody notowana była między godziną 15:00 i 17:00 w dniach 28.07, 29.07 oraz 02.08. 01.08, przy pogodzie słonecznej, maksimum przesunęło się na godzinę 20:00, natomiast w dniach 30 i 31.07 zanotowane zostało w godzinach nocnych, odpowiednio o 3:30 i 0:30.

O kierunku wymiany ciepła między powierzchniową warstwą wody (na głębokości 0,1 m) i powietrzem zalegającym bezpośrednio nad nią świadczą różnice temperatury między obu środowiskami (rys. 4). W okresie badawczym średnio w ciągu doby temperatura wody była wyższa od temperatury powietrza od 0,3°C (28.07) do 2,2°C (31.07). Jedyne ostatniego dnia, gdy nastąpił gwałtowny wzrost temperatury powietrza, była ona wyższa od temperatury wody o 2,0°C. Fakt, iż każdego dnia inaczej przebiega wykres różnicy temperatury powietrza i wody powierzchniowej, świadczy o zmienności pogodowej w badanym okresie.

W okresie lata, przede wszystkim w najgłębszym punkcie jeziora, można wyraźnie zaobserwować pełną stratyfikację termiczną. Pionowe zróżnicowanie temperatury wody w jeziorze obrazuje współczynnik Δt (różnica między 1-metrową warstwą powierzchniową i przydenną) oraz stopień rozwarstwienia, wyrażony współczynnikiem stratyfikacji termicznej μ . Pierwszy parametr wahał się w okresie badawczym od 14,2°C (01.08) do 16°C (28.07) i nawiązywał do przebiegu temperatury powierzchniowej warstwy wody oraz temperatury powietrza. Temperatura w warstwie przydennej wykazywała bowiem minimalne wahania, w granicach 4,7–5,0°C. Parametr ten osiąga największe wartości, gdy jest najcieplej, mniejsze natomiast w miarę pogorszenia się

Tabela 5. Wybrane parametry dobowego przebiegu temperatury wody w jeziorze Wysokie Brodno w dniach 28.07.2000–02.08.2000

Table 5. Chosen parameters of the daily course of water temperature in Lake Wysokie Brodno from 28.07.2000 to 02.08.2000

Parametry	28.07.2000								
	01:00	04:00	07:00	10:00	13:00	16:00	19:00	22:00	śr. do-bowa
<i>t</i> pow.	14,8	14,2	18,2	26,9	25,0	25,2	21,9	19,6	20,35
<i>t</i> wody 0–1,0	20,5	20,4	20,1	20,6	20,9	20,9	20,9	20,8	20,62
<i>t</i> pow. – <i>t</i> wody 0,1 m	–5,7	–6,2	–1,8	6,2	4,1	4,2	1,0	–0,9	–0,27
Δt	15,5	15,5	15,2	15,7	16,0	16,0	16,0	15,9	15,72
śr. <i>t</i> wody w pionie	10,6	10,7	10,6	10,6	10,7	10,7	10,8	10,6	10,65
μ	0,515	0,522	0,529	0,513	0,514	0,509	0,517	0,510	0,516
miąższość E	4,5	5,5	5,0	5,5	5,5	4,5	5,5	5,0	4,9
śr. ∂E	0,8	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
śr. ∂M	2,2	2,7	2,4	2,7	2,8	2,3	2,6	3,0	2,6
Parametry	29.07.2000								
	01:00	04:00	07:00	10:00	13:00	16:00	19:00	22:00	śr. do-bowa
<i>t</i> pow.	16,1	16,4	17,1	18,7	19,2	21,3	19,0	16,6	18,15
<i>t</i> wody 0–1,0	20,3	20,3	20,3	20,3	20,4	20,5	20,3	20,3	20,29
<i>t</i> pow. – <i>t</i> wody 0,1 m	–4,0	–3,7	–3,1	–1,6	–1,2	0,9	–1,3	–3,7	–2,05
Δt	15,4	15,4	15,3	15,3	15,5	15,6	15,4	15,4	15,38
śr. <i>t</i> wody w pionie	10,7	10,7	10,6	10,5	10,7	10,8	10,6	10,8	10,69
μ	0,529	0,529	0,522	0,519	0,526	0,528	0,522	0,530	0,527
miąższość E	2,5	5,0	5,0	5,0	3,5	3,5	5,0	3,5	3,9
śr. ∂E	0,1	0,7	0,7	0,8	0,1	0,1	0,7	0,0	0,3
śr. ∂M	2,0	2,7	2,2	2,7	2,3	2,1	2,5	2,3	2,4
Parametry	30.07.2000								
	01:00	04:00	07:00	10:00	13:00	16:00	19:00	22:00	śr. do-bowa
<i>t</i> pow.	15,4	14,6	15,3	19,1	20,4	25,2	20,1	16,2	18,33
<i>t</i> wody 0–1,0	20,1	20,1	19,8	19,7	19,8	20,0	20,0	19,8	19,93
<i>t</i> pow. – <i>t</i> wody 0,1 m	–4,7	–5,5	–4,5	–0,6	0,6	5,2	0,1	–3,5	–1,59
Δt	15,2	15,1	14,8	14,7	14,8	15,1	15,0	14,9	14,99
śr. <i>t</i> wody w pionie	10,8	10,7	10,7	10,6	10,7	10,6	10,7	10,8	10,70
μ	0,534	0,532	0,539	0,540	0,541	0,532	0,535	0,542	0,537
miąższość E	3,5	3,5	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	3,5	3,8
śr. ∂E	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,03
śr. ∂M	2,1	2,4	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3
Parametry	31.07.2000								
	01:00	04:00	07:00	10:00	13:00	16:00	19:00	22:00	śr. do-bowa
<i>t</i> pow.	15,4	13,6	16,4	20,8	18,8	19,6	19,2	16,1	17,38
<i>t</i> wody 0–1,0	19,7	19,7	19,5	19,5	19,5	19,7	19,6	19,6	19,61
<i>t</i> pow. – <i>t</i> wody 0,1 m	–4,3	–6,1	–3,1	1,3	–0,7	–0,1	–0,5	–3,4	–2,21
Δt	14,7	14,7	14,5	14,6	14,6	14,8	14,7	14,6	14,9
śr. <i>t</i> wody w pionie	10,7	10,6	10,6	10,5	10,5	10,5	10,5	10,6	10,57
μ	0,543	0,538	0,544	0,536	0,537	0,532	0,536	0,542	0,539
miąższość E	5,0	5,0	3,5	3,5	3,5	3,5	5,0	3,5	3,9
śr. ∂E	0,6	0,7	0,0	0,0	0,0	0,2	0,6	0,2	0,2
śr. ∂M	2,3	2,5	2,2	2,2	2,2	2,3	2,8	2,3	2,3

tab. 5 cd. – cont. tab. 5

Parametry	01.08.2000								
	01:00	04:00	07:00	10:00	13:00	16:00	19:00	22:00	śr. do- bowa
<i>t</i> pow.	12,6	14,4	15,2	18,8	20,2	22,3	21,6	14,6	17,59
<i>t</i> wody 0–1,0	19,6	19,4	19,3	19,1	19,7	19,9	19,9	19,9	19,6
<i>t</i> pow. – <i>t</i> wody 0,1 m	–7,0	–5,0	–4,1	–0,3	0,5	3,2	1,7	–4,8	–2,00
Δt	14,7	14,4	14,4	14,2	14,8	14,9	14,9	14,9	14,67
śr. <i>t</i> wody w pionie	10,7	10,6	10,6	10,5	10,6	10,6	10,7	10,8	10,64
μ	0,547	0,545	0,551	0,548	0,538	0,535	0,540	0,542	0,543
miąższość E	3,5	3,5	3,5	3,5	5,5	5,0	3,0	3,5	3,7
śr. ∂E	0,2	0,2	0,0	0,0	0,6	0,6	0,1	0,2	0,2
śr. ∂M	2,2	2,3	2,2	2,3	2,4	2,9	2,1	2,2	2,2
Parametry	02.08.2000								
	01:00	04:00	07:00	10:00	13:00	16:00	19:00	22:00	śr. do- bowa
<i>t</i> pow.	14,3	16,2	17,4	23,7	27,5	31,3	20,8	–	21,87
<i>t</i> wody 0–1,0	19,7	19,5	19,4	19,8	19,9	20,3	19,9	–	19,84
<i>t</i> pow. – <i>t</i> wody 0,1 m	–5,4	–3,3	–2,0	3,8	7,6	11,0	0,8	–	2,01
Δt	14,7	14,5	14,4	15,0	15,1	15,5	15,2	–	14,98
śr. <i>t</i> wody w pionie	10,7	10,7	10,6	10,4	10,4	10,5	10,8	–	10,56
μ	0,544	0,547	0,544	0,525	0,521	0,519	0,541	–	0,532
miąższość E	3,5	3,5	3,5	3,0	3,5	4,5	4,0	–	3,6
śr. ∂E	0,2	0,2	0,1	0,4	0,5	0,8	0,2	–	0,3
śr. ∂M	2,1	2,1	2,3	2,1	2,1	2,4	2,5	–	2,2

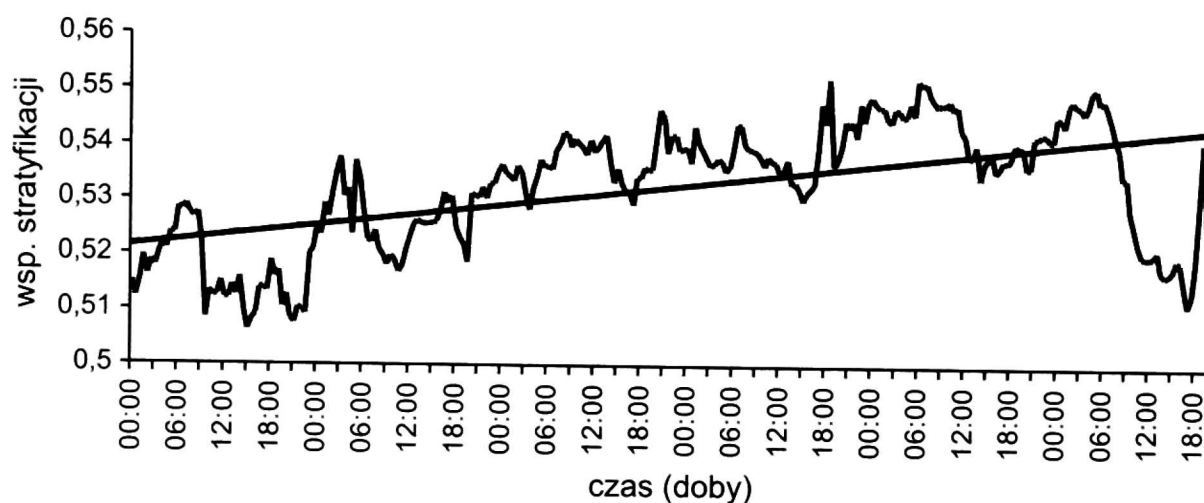
Objaśnienia: *t* pow. – temperatura powietrza w [°C] (1 m nad zwierciadłem wody); *t* wody 0–1,0 – średnia temperatura powierzchniowej warstwy wody 0,0–1,0 m w [°C]; *t* pow. – *t* wody 0,1 m – różnica między temperaturą powietrza (1 m n. zw. w.) i temperaturą wody na głębokości 0,1 m; Δt – różnica temperatury wody między 1-metrową warstwą powierzchniową i przydenną w [°C]; śr. *t* wody w pionie – średnia temperatura wody w pionie pomiarowym w [°C]; μ – współczynnik rozwoju stratyfikacji termicznej; miąższość E – miąższość epilimnionu w [m]; śr. ∂E – średni gradient termiczny w epilimnionie w [°C/m]; śr. ∂M – średni gradient termiczny w metalimnionie w [°C/m]

warunków pogodowych. Potwierdza to spadek jego wartości średniej dobowej od 15,7°C (28.07) do 14,7°C (01.08), po czym ostatniego dnia wzrost do 15,0°C.

Współczynnik rozwoju stratyfikacji μ jest kolejną z metod syntetycznej, liczbowej oceny zróżnicowania temperatury wody wzdłuż pionu pomiarowego. Obliczony został jako stosunek średniej temperatury wody w pionie do średniej temperatury wody w warstwie powierzchniowej (0,0–1,0 m). Podczas stagnacji letniej, w warunkach spadku temperatury wraz z głębokością, współczynnik przyjmuje wartości mniejsze od 1. W przypadku jeziora Wysokie Brodno w badanym okresie oscylował on w granicach od 0,51 do 28.07, kiedy pionowe zróżnicowanie

temperatury było największe, do 0,55 – 01.08. W przebiegu dobowym większe rozwarstwienie termiczne zaobserwować można w ciągu dnia niż w ciągu nocy (rys. 5).

W dobowym przebiegu średniej temperatury wody w pionie w analizowanym okresie najwyższe wartości notowane były między godziną 16:00 i 22:00, najniższe nie wykazywały natomiast żadnej prawidłowości. Najniższa średnia temperatura wody w pionie zanotowana została w godzinach południowych 02.08 – 10,3°C, zaś najwyższa wieczorem 30.07 – 10,9°C (tab. 5). Analiza przebiegu średniej temperatury wody w pionie w okresie badawczym potwierdza, iż następuje

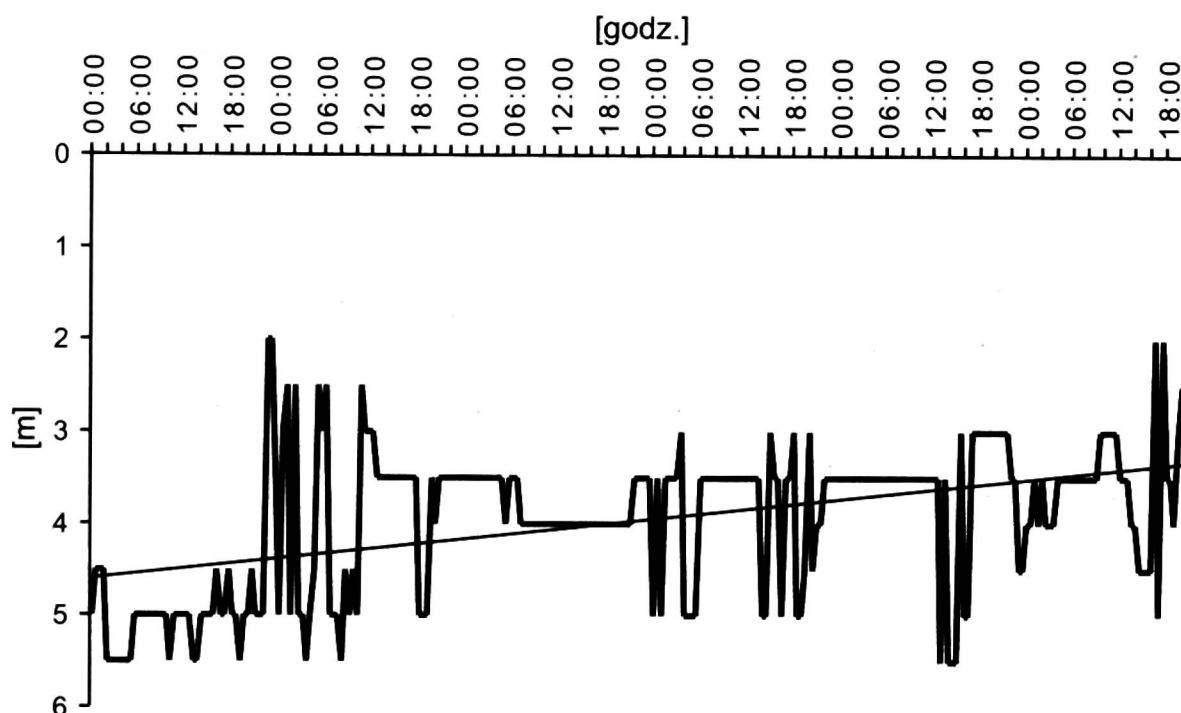


Rys. 5. Przebieg dobowy współczynnika stratyfikacji μ w dniach 28.07.2000–02.08.2000
 Fig. 5. Daily course of stratification ratio μ from 28.07.2000 to 02.08.2000

opóźniona reakcja mas wody na wzrost lub spadek temperatury powietrza oraz że istnieje możliwość akumulacji ciepła przez wody w głębszych warstwach zbiornika.

Wykształcona stratyfikacja w jeziorze Wysokie Brodno w dniach 28.07–02.08.2000 zaznaczała się w postaci trzech wyraźnych warstw: epilimnionu, metalimnionu oraz hypolimnionu i była wynikiem określonych warunków meteorologicznych. Przed okresem badawczym, przy bezwietrznej pogodzie

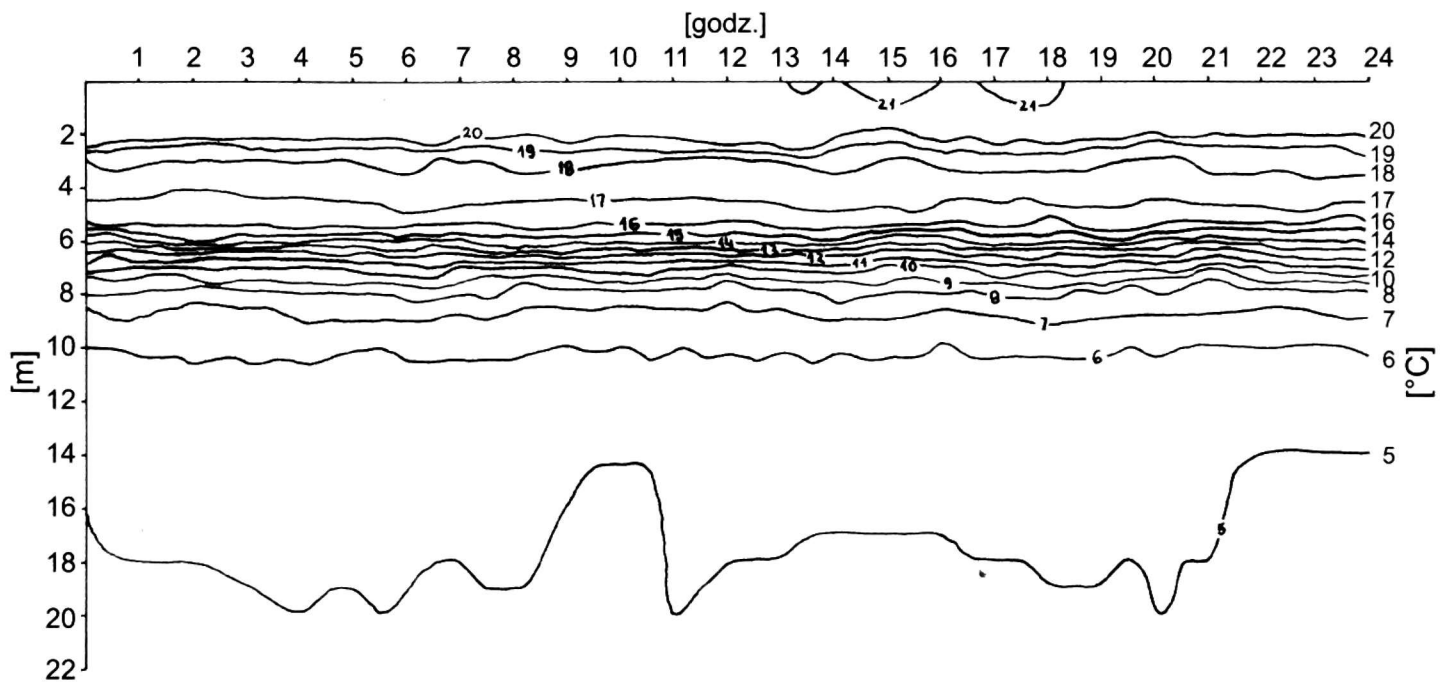
i wzmożonej insolacji słonecznej, epilimnion uległ ociepleniu, zwłaszcza w warstwie powierzchniowej. Doprowadziło to do powstania na głębokości 2,0–3,5 m wyraźnego schodka termicznego, którego temperatura była wyższa od dolnej warstwy epilimnionu nawet o 4,5°C. Pierwszego dnia pomiarów (28.07) miąższość epilimnionu wahała się między 5,0 a 5,5 m. Jednakże już w nocy wraz ze zmianą warunków pogodowych (silny wiatr, ochłodzenie) skok termiczny zaczął zanikać, co było przyczyną wy-



Rys. 6. Trend miąższości epilimnionu w okresie 28.07–02.08.2000 w jeziorze Wysokie Brodno
 Fig. 6. Epilimnion thickness trend from 28.07.2000 to 02.08.2000 in Lake Wysokie Brodno

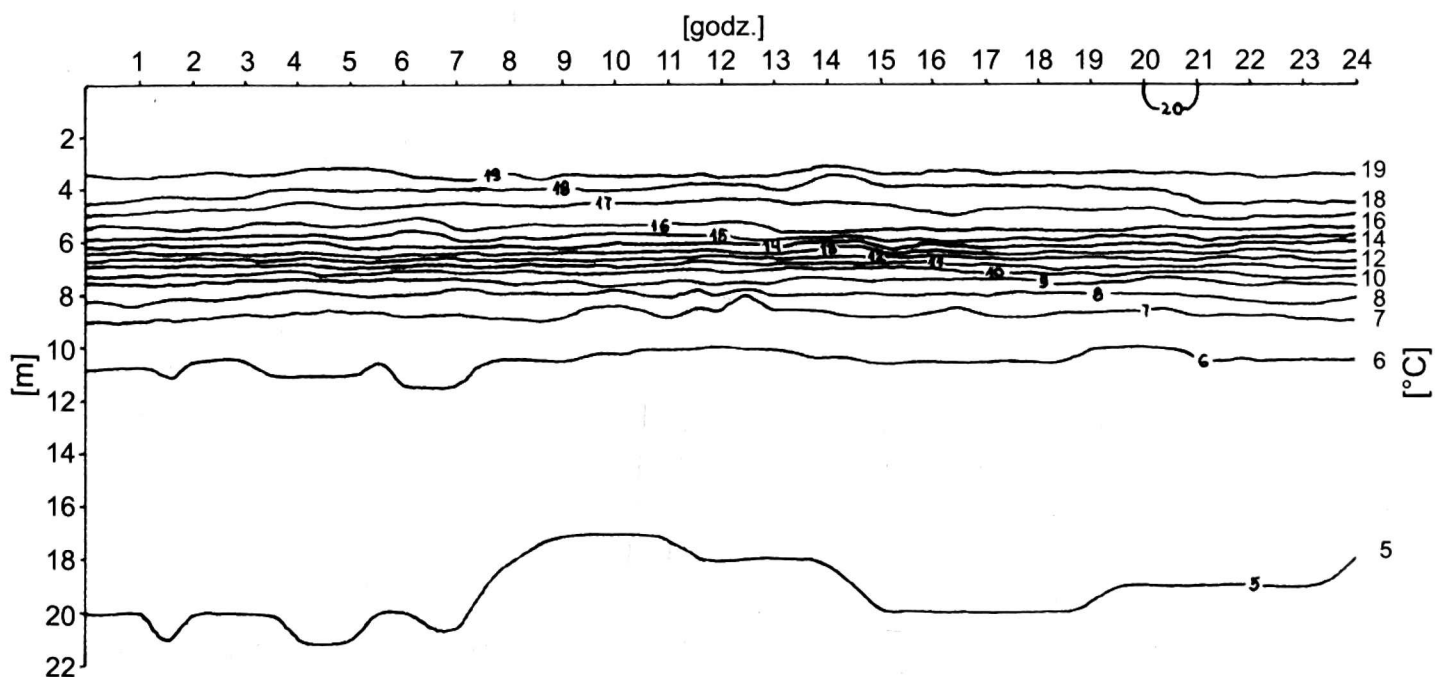
plycia epilimnionu do 2,0–3,5 m. W kolejnych dniach badań spąg epilimnionu oscylował najczęściej w granicach 3,5–4,0 m, ale zdarzały się przypadki pojawienia się ponownie schodka termicznego i przegłębienia epilimnionu do 5,0–5,5 m. Trend głębokości zalegania epilimnionu wykreślony dla całego okre-

su badawczego wykazywał tendencję do wypłykania (rys. 6). Potwierdza to również analiza wartości średniej dobowej miąższość tej warstwy dla okresu badawczego, obniżającej się od 4,9 m (28.07) do 3,6 m (02.08) (tab. 5). Temperatura wody w epilimnionie była zależna od stopnia nagrzania powierzchniowej warstwy



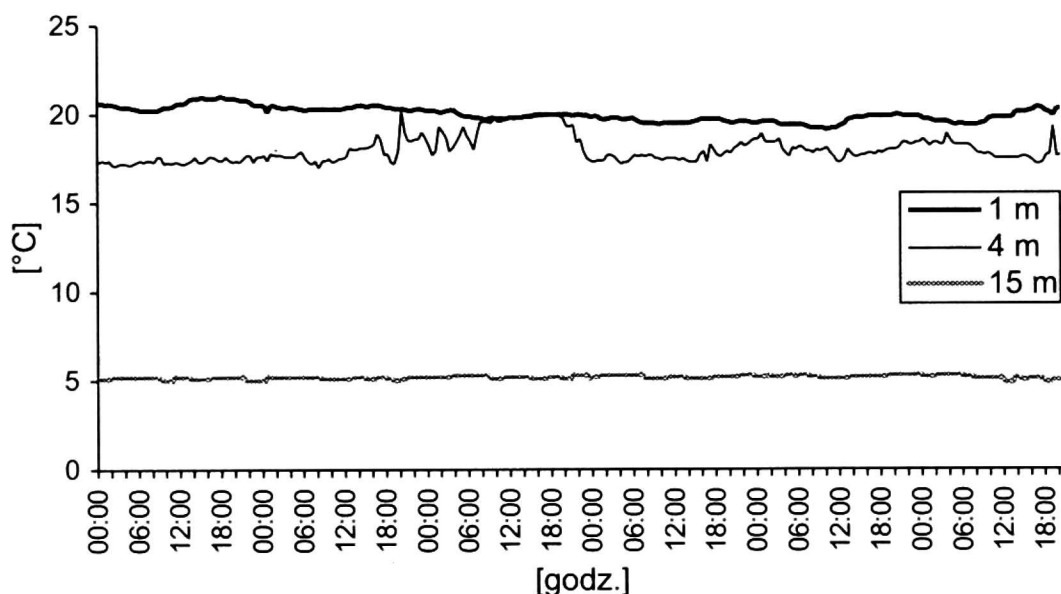
Rys. 7. Wykres termoizoplet wody w najgłębszym miejscu jeziora Wysokie Brodno w przebiegu dobowym w dniu 28.07.2000

Fig. 7. Diagram of water thermoisopleths at the deepest point of Lake Wysokie Brodno in the daily course on 28.07.2000



Rys. 8. Wykres termoizoplet wody w najgłębszym miejscu jeziora Wysokie Brodno w przebiegu dobowym w dniu 01.08.2000

Fig. 8. Diagram of water thermoisopleths at the deepest point of Lake Wysokie Brodno in the daily course on 01.08.2000



Rys. 9. Przebieg dobowy temperatury wody na głębokości 1, 4 oraz 15 m w dniach 28.07–02.08.2000 w jeziorze Wysokie Brodno

Fig. 9. Daily course of water temperature at the depths of 1, 4, and 15 m from 28.07.2000 to 02.08.2000 in Lake Wysokie Brodno

wody oraz od mieszania wiatrowego, co warunkowało wystąpienie skoku termicznego. W przypadku, gdy temperatura była istotnie zróżnicowana, gradient dochodził nawet do $1,0^{\circ}\text{C}/\text{m}$, gdy skok nie występował, gradient oscylował najczęściej między $0,0$ a $0,2^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Najbardziej wyrównaną temperaturę i gradient zbliżony do $0,0^{\circ}\text{C}/\text{m}$ zanotowano dnia 30.07.

Ważnym faktem, jaki dostrzeżono w epilimnionie, było obniżenie się temperatury wody od 0 do 2,5 m głębokości, natomiast wzrost temperatury w warstwach głębszych (od 2,5 do 5 m). Zmienności temperatury wody w jeziorze Wysokie Brodno w dwóch wybranych dobach przedstawiają rys. 7 i 8.

Kolejną warstwą charakterystyczną dla stratyfikacji letniej – metalimnion występowała do głębokości 7,5–8,5 m. Jego miąższość wahała się od 2,0 do 6,0 m, w zależności od miąższości epilimnionu. Przeciętny gradient warstwy skoku termicznego wynosił od $1,9$ do $3,1^{\circ}\text{C}/\text{m}$, a średni dobowy od $2,2$ do $2,6^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Temperatura stropu metalimnionu oscylowała między 14 a $19,3^{\circ}\text{C}$, spągu natomiast między $9,6$ a $6,9^{\circ}\text{C}$.

Hypolimnion największą miąższość posiadał w głęboczkach – $13,5$ – $14,5$ m. Jego temperatura na górnej granicy wahała się między $6,3$ a $8,0^{\circ}\text{C}$, zaś na dolnej od $4,7$ do $5,0^{\circ}\text{C}$, co spowodowało, iż spadek temperatury w tej warstwie był mały i wynosił zaledwie $0,1$ – $0,2^{\circ}\text{C}/\text{m}$.

Istotną cechą wszystkich procesów zachodzących w jeziorach jest określenie głębokości, do której sięgają termiczne zmiany dobowe. SKOWRON (1991) na przykładzie kilkunastu jezior stwierdza, iż wyraźne zmiany obserwowane są do głębokości 2,5–3,5 m, natomiast dostrzegalne – maksymalnie do 5,5–7,0 m. W ciągu okresu badawczego od 28.07 do 02.08.2000 najmniejsze zmiany temperatury dostrzeżono do głębokości 2 m i powyżej 8 m, największe wahania zaobserwowano natomiast na głębokości 4 m (rys. 9).

PRZEBIEG TEMPERATURY WODY W JEZIORACH W OKRESIE 12.1999–12.2000

W jeziorach umiarkowanej strefy klimatycznej występuje termiczna zmienność o charakterze sezonowym. Rytm tej zmienności jest współzależny z cyklicznością klimatycznych pór roku. Zróż-

nicowanie termiczne jezior występujących w jednym regionie, a nawet w bliskim sąsiedztwie, wskazuje jednak na uwarunkowania pozaprzyrodnicze, szczególnie morfologiczne. Wyjątkowo odmienny przebieg temperatury wody w ciągu roku występuje w zbiornikach zróżnicowanych pod względem głębokości.

Jeziora leżące w zlewni Strugi Brodnickiej reprezentują stosunkowo szerokie spektrum głębokości maksymalnych; od 6 m (jezioro Łąki) do 22 m (jezioro Wysokie Brodno). Ich masy wód będą więc różnie reagować na określone warunki meteorologiczne. Wykazać to mają wyniki badań prowadzonych od grudnia 1999 do grudnia 2000 r.

Pierwszy pomiar odbył się 16.12.1999, czyli tuż przed rozpoczęciem okresu zimowego (SKOWRON 1999). Woda w całym pionie pomiarowym poszczególnych jezior była mocno wychłodzona, najbardziej w naj płytszym jeziorze Łąki – $1,3^{\circ}\text{C}$, najmniej w najgłębszym jeziorze Wysokie Brodno – $2,6^{\circ}\text{C}$. Temperatura przy dnie była niewiele wyższa od temperatury powierzchniowej warstwy wody; największą różnicę, tj. $0,5^{\circ}\text{C}$ zaobserwowano w jeziorze Mieliwo, zapewne na skutek oddawania ciepła przez osady dno. Stan termiczny zbiorników określić można jako charakterystyczny dla początku okresu stagnacji zimowej, jedynie w jeziorze Łąki występowała homotermia (rys. 10a). Powoli ustaliła się jednak stratyfikacja odwrócona, czyli katotermia, odznaczająca się wzrostem temperatury wraz z głębokością od 0°C w pobliżu powierzchni. Wody cieplejsze zalegały pod zimniejszą i lżejszą wodą powierzchniową. Ten stan, potęgowany obniżaniem się temperatury powietrza, sprzyjał pojawieniu się zjawisk lodowych – 19.12.1999, a następnie pokrywy lodowej – 23.12.1999. Prawdopodobnie na początku lutego tem-

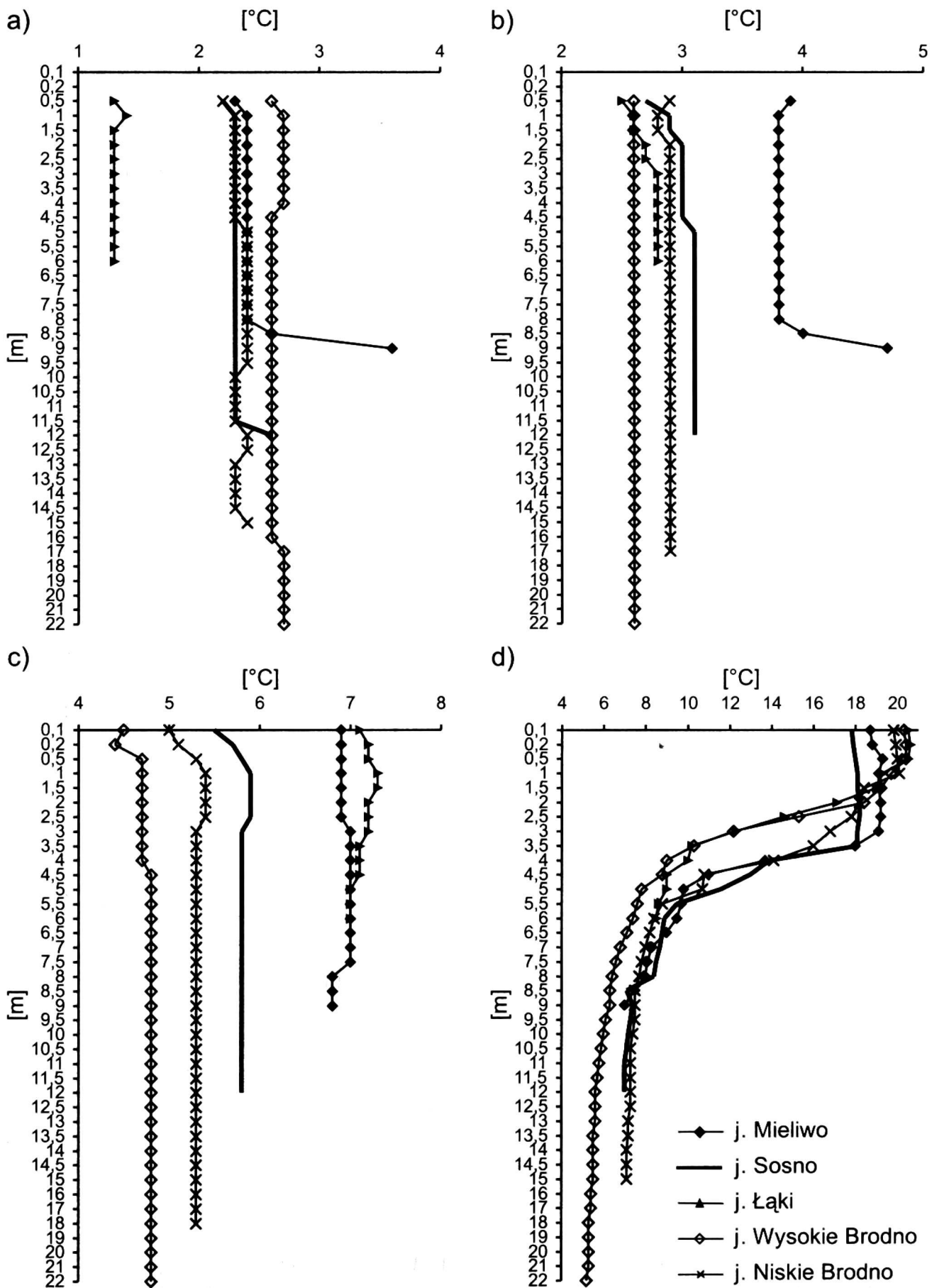
peratura powierzchniowej warstwy wody osiągnęła swoje minimum.

Po ustąpieniu zjawisk lodowych, które miało miejsce 04.03.2000, rozpoczęła się cyrkulacja wiosenna. Pomiar wykonany 09.03.2000 pozwolił zaobserwować moment nagrzewania się wody, która osiągnęła średnią temperaturę w pionie od $2,6^{\circ}\text{C}$ (jezioro Wysokie Brodno) do $3,9^{\circ}\text{C}$ (jezioro Mieliwo) (tab. 6). W jeziorach płytszych (Łąki, Mieliwo, Sosno) temperatura przy dnie była nieco wyższa niż w warstwie przypowierzchniowej (o $0,2\text{--}0,3^{\circ}\text{C}$). W jeziorze Mieliwo nad dnem wzrastała ona aż o $0,7^{\circ}\text{C}$ (rys. 10b). Powodem tego mógł być dopływ wód ze źródeł, których temperatura w półroczu zimowym jest wyższa od temperatury wód jeziornych. Wskazywałyby również na to stosunkowo wysoka średnia temperatura wody w pionie pomiarowym dla tego jeziora wkrótce po ustąpieniu lodu, tj. $3,9^{\circ}\text{C}$. Współczynnik μ wskazywał na istnienie pozostałości zimowego rozwarstwienia termicznego we wszystkich jeziorach. Następowało jednak dalsze ogrzewanie wody, która w swej powierzchniowej warstwie osiągnęła 4°C . W wyniku tego masy wody o większej gęstości zaczęły opadać, a na ich miejsce napłynęła zimniejsza woda ze strefy przydennej i w konsekwencji cała masa wody została wymieszana. Postępowało wyrównywanie temperatury wody od powierzchni do dna. Taki stan, z niewielkim wychłodzeniem powierzchniowej warstwy wody do głębokości 0,5 m, obserwowany był również 6 kwietnia 2000 r. W całym pionie temperatura była wyrównana. Dla poszczególnych jezior wzrastała ona wraz ze spadkiem głębokości maksymalnej od $4,8^{\circ}\text{C}$ (jezioro Wysokie Brodno) do $7,2^{\circ}\text{C}$ (jezioro Łąki). Wody jezior zlewni Strugi Brodnickiej osiągnęły więc stan homotermii wiosennej (rys. 10c).

Tabela 6. Przebieg wybranych parametrów stratyfikacji termicznej wody w ciągu roku w najgłębszym miejscu w jeziorach: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, Niskie Brodno
 Table 6. The course of chosen thermal water stratification over a year at the deepest point in lakes: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, and Niskie Brodno

Parametry	Jezioro Mieliwo									
	16.12 1999	09.03 2000	06.04 2000	28.04 2000	21.06 2000	29.06 2000	26.07 2000	26.09 2000	30.10 2000	11.12 2000
t wody 0–1,0	2,3	3,8	6,9	19,0	22,9	19,0	20,7	14,6	11,9	6,8
t dno 1,0 m	2,9	4,2	6,8	7,5	9,6	9,6	9,6	10,3	11,9	6,8
Δt	-0,5	-0,3	0,1	11,5	13,2	9,4	11,1	4,3	0,0	0,0
śr. t wody w pionie	2,5	3,9	6,9	13,6	16,7	15,6	16,4	13,9	11,9	6,7
μ	1,052	1,004	1,005	0,717	0,729	0,819	0,792	0,949	1,002	0,996
śr. ∂ w pionie	-0,1	-0,1	0,0	1,3	1,6	1,1	1,3	0,6	0,0	0,0
Parametry	Jezioro Sosno									
	16.12 1999	09.03 2000	06.04 2000	28.04 2000	29.06 2000	26.07 2000	26.09 2000	30.10 2000	11.12 2000	
t wody 0–1,0	2,2	2,8	5,7	17,9	19,2	20,3	14,9	12,2	7,0	
t dno 1,0 m	2,4	3,1	5,8	7,0	8,2	8,3	8,7	12,0	7,2	
Δt	-0,1	-0,3	0,0	10,9	11,0	12,0	6,2	0,2	-0,1	
śr. t wody w pionie	2,3	3,0	5,8	11,9	13,9	14,5	13,0	12,2	7,0	
μ	1,026	1,086	1,013	0,666	0,726	0,713	0,874	0,995	1,000	
śr. ∂ w pionie	0,0	0,0	0,0	0,9	0,9	1,0	0,5	0,0	0,0	
Parametry	Jezioro Łąki									
	16.12 1999	09.03 2000	06.04 2000	28.04 2000	29.06 2000	26.09 2000	30.10 2000	11.12 2000		
t wody 0–1,0	1,3	2,5	7,2	20,2	17,6	12,9	11,4	6,7		
t dno 1,0 m	1,3	2,8	7,0	8,7	11,4	12,8	11,3	6,7		
Δt	0,0	-0,2	0,2	11,5	6,2	0,1	0,1	0,0		
śr. t wody w pionie	1,3	2,7	7,1	14,2	16,0	12,9	11,4	6,7		
μ	0,969	1,069	0,992	0,703	0,909	0,996	0,994	0,997		
śr. ∂ w pionie	0,0	0,0	0,0	2,0	1,1	0,0	0,0	0,0		
Parametry	Jezioro Wysokie Brodno									
	16.12 1999	09.03 2000	06.04 2000	28.04 2000	29.06 2000	26.07 2000	26.09 2000	30.10 2000	11.12 2000	
t wody 0–1,0	2,6	2,6	4,6	20,2	17,5	20,7	14,2	11,9	7,3	
t dno 1,0 m	2,7	2,6	4,8	5,2	5,8	4,8	5,1	6,9	6,7	
Δt	0,0	0,0	-0,2	14,9	11,7	15,9	9,1	5,0	0,6	
śr. t wody w pionie	2,6	2,6	4,8	8,8	10,1	10,7	9,3	9,9	7,2	
μ	0,994	1,000	1,041	0,434	0,575	0,517	0,653	0,829	0,990	
śr. ∂ w pionie	0,0	0,0	0,0	0,7	0,5	0,7	0,4	0,2	0,0	
Parametry	Jezioro Niskie Brodno									
	16.12 1999	09.03 2000	06.04 2000	28.04 2000	29.06 2000	26.09 2000	30.10 2000	11.12 2000		
t wody 0–1,0	2,2	2,8	5,2	19,9	18,7	13,8	12,2	7,3		
t dno 1,0 m	2,35	2,9	5,3	7,1	7,6	7,0	9,1	7,3		
Δt	-0,1	0,0	-0,1	12,8	11,1	6,8	3,0	0,0		
śr. t wody w pionie	2,3	2,9	5,3	10,7	11,7	10,7	11,6	7,3		
μ	1,038	1,015	1,018	0,537	0,624	0,776	0,951	0,998		
śr. ∂ w pionie	0,0	0,0	0,0	0,7	0,6	0,5	0,2	0,0		

Objaśnienia: t wody 0–1,0 – średnia temperatura powierzchniowej warstwy wody 0,0–1,0 m w [°C]; t dno 1,0 m – średnia temperatura wody w 1-metrowej warstwie przydennej w [°C]; Δt – różnica temperatury wody między 1-metrową warstwą powierzchniową i przydenną w [°C]; śr. t wody w pionie – średnia temperatura wody w pionie pomiarowym w [°C]; μ – współczynnik rozwoju stratyfikacji termicznej; śr. ∂ w pionie – średni gradient termiczny w pionie w [°C/m].



Rys. 10. Pionowy rozkład temperatury wody jezior: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, Niskie Brodno

a) 16.12.1999, b) 09.03.2000, c) 06.04.2000, d) 28.04.2000

Fig. 10. Vertical range of water temperature in lakes: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, and Niskie Brodno on

a) 16.12.1999, b) 09.03.2000, c) 06.04.2000, d) 28.04.2000

Od tego momentu rozpoczyna się okres największych przyrostów temperatury w powierzchniowej warstwie wody oraz powstaje epilimnion. Równoległe z jego wykształceniem następuje rozbudowanie niżej leżącej warstwy metalimnionu z systematycznie wzrastającym gradientem temperatury wody w pionie.

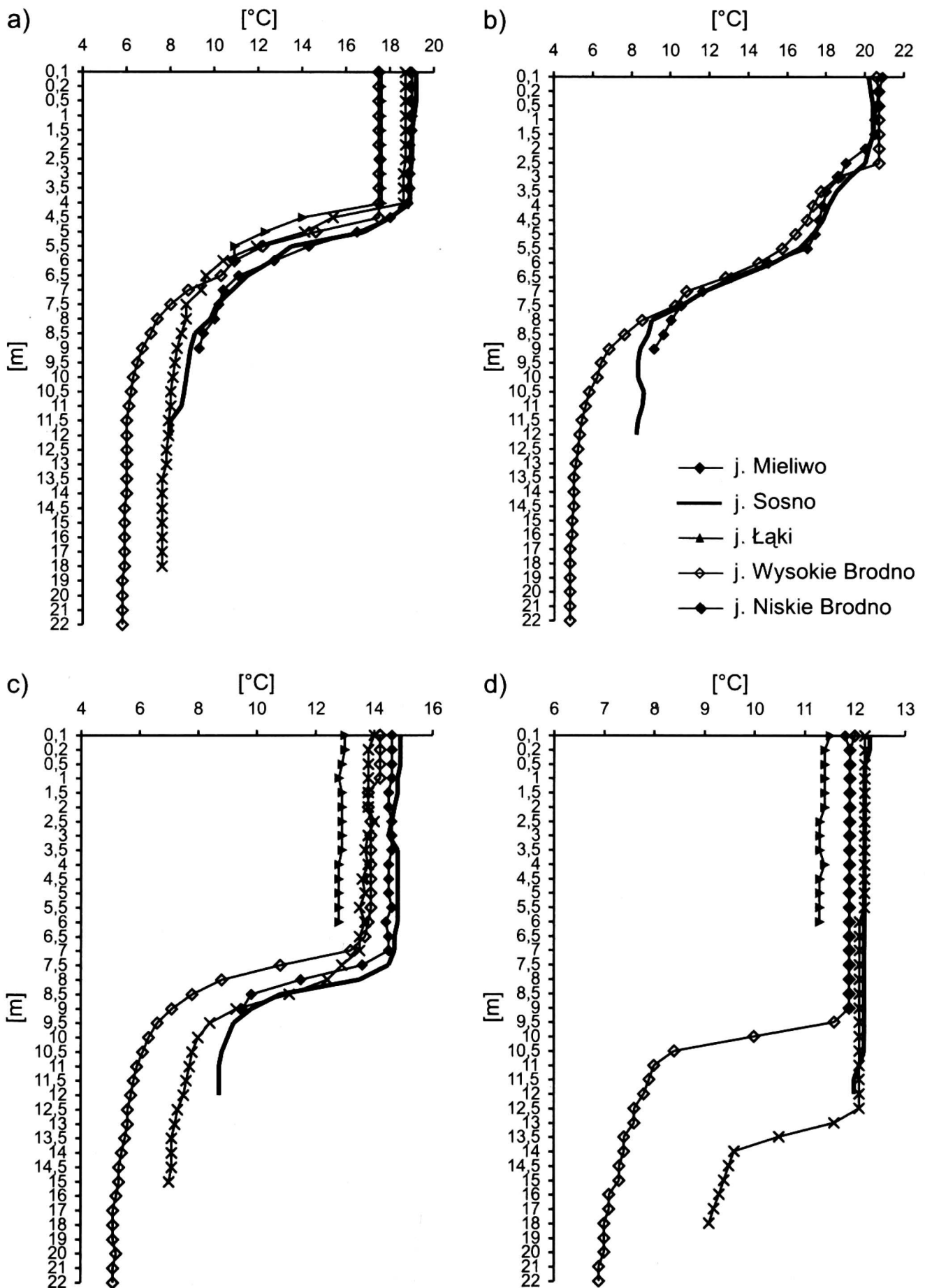
Na skutek stosunkowo wysokiej temperatury powietrza oraz przede wszystkim wzmożonej insolacji w ciągu 22 dni (od 06.04.2000 do 28.04.2000) w warstwie 0,0–1,0 m przy powierzchni nastąpił gwałtowny wzrost temperatury, o 12–15°C (największy w jeziorach najgłębszych) (rys. 10c i d). Temperatura w tej warstwie osiągnęła 18–20°C, natomiast średnia temperatura w całym pionie pomiarowym wyniosła od 9°C w najgłębszym jeziorze do 14°C w naj płytszym. Przy nieznacznym wzroście temperatury przy dnie Δt osiągnęło nawet 15°C (tab. 6). Gwałtownie rozwinęła się stratyfikacja termiczna, co potwierdza wartość współczynnika μ , który osiągnął najniższą wartość w całym okresie badawczym. Oznacza to, że pod koniec kwietnia 2000 r. ustaliła się już wyraźna stratyfikacja prosta, typowa dla okresu lata. Epilimnion sięgał do 3,5 m w jeziorach Mieliwo i Sosno, do 2,5 m w jeziorze Niskie Brodno i do 1,5 m w pozostałych zbiornikach. Pod nim zalegał płytki metalimnion o miąższości 1,0–3,0 m. Poniżej 4–6 m głębokości występował hypolimnion, mający największą miąższość w najgłębszych jeziorach. W nich też obserwowano najlepsze rozwarstwienie wód (współczynnik $\mu < 0,500$). Od tego momentu do kolejnego pomiaru (29.06.2000) epilimnion i metalimnion ulegały pogłębianiu, wzrastała średnia temperatura wody w pionie oraz temperatura w warstwie przydennej. Było to przyczyną obniżenia się stopnia rozwarstwienia termicznego

wód. Na skutek wahań temperatury powietrza zmieniała się temperatura w powierzchniowej warstwie wody.

Wymownym przykładem uchwycenia zmienności warunków termicznych w jednym z płytszych jezior (Mieliwo) w krótkim odstępie czasu są pomiary wykonane 21.06 i 29.06 (tab. 6). Przy bardzo wysokiej temperaturze powietrza (21.06) woda w powierzchniowej warstwie (0,0–1,0 m) osiągnęła rekordową temperaturę – 22,9°C, podobnie jak w całym pionie – 16,7°C. Osiem dni później, w konsekwencji wyraźnego ochłodzenia, obie wartości obniżyły się, odpowiednio o ok. 4°C i o 1°C. Temperatura wody przy dnie nie zmieniła się, co spowodowało większe wyrównanie w pionie (wzrost wartości współczynnika μ oraz spadek średniego gradientu w pionie).

Pod koniec czerwca (29.06.2000), po wspomnianej zmianie warunków pogodowych temperatura w powierzchniowej warstwie wody wynosiła od 17,5°C (jeziro Wysokie Brodno) do 19,2°C (jeziro Sosno) i była o 6–11°C wyższa niż przy dnie (rys. 11a). Największa różnica między temperaturą w warstwie powierzchniowej i przydennej występowała w zbiornikach głębokich, mniejsza w płytszych. Również od głębokości zależała średnia temperatura wody w pionie, która wahała się w granicach 10,0–15,5°C. Najwyraźniejsze uwarstwienie termiczne miały wody jeziora Wysokie Brodno, natomiast stopniowy zanik stratyfikacji obserwowany był w jeziorze Łąki. Epilimnion sięgał we wszystkich zbiornikach do głębokości 4,0–4,5 m. Metalimnion o zróżnicowanej miąższości, od 1,0 m (jeziro Łąki) do 3,0 m (jeziro Sosno), posiadał różny gradient termiczny, od 1,7°C/m (jeziro Łąki) do 2,7°C/m (jeziro Mieliwo).

Pod koniec fazy letniego nagrzewania, kiedy woda powinna osiągnąć najwyższą temperaturę, wykonano kolejny



Rys. 11. Pionowy rozkład temperatury wody jezior: Mielwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, Niskie Brodno

a) 29.06.2000, b) 26.07.2000, c) 26.09.2000, d) 30.10.2000

Fig. 11. Vertical range of water temperature in lakes: Mielwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, and Niskie Brodno on

a) 29.06.2000, b) 26.07.2000, c) 26.09.2000, d) 30.10.2000

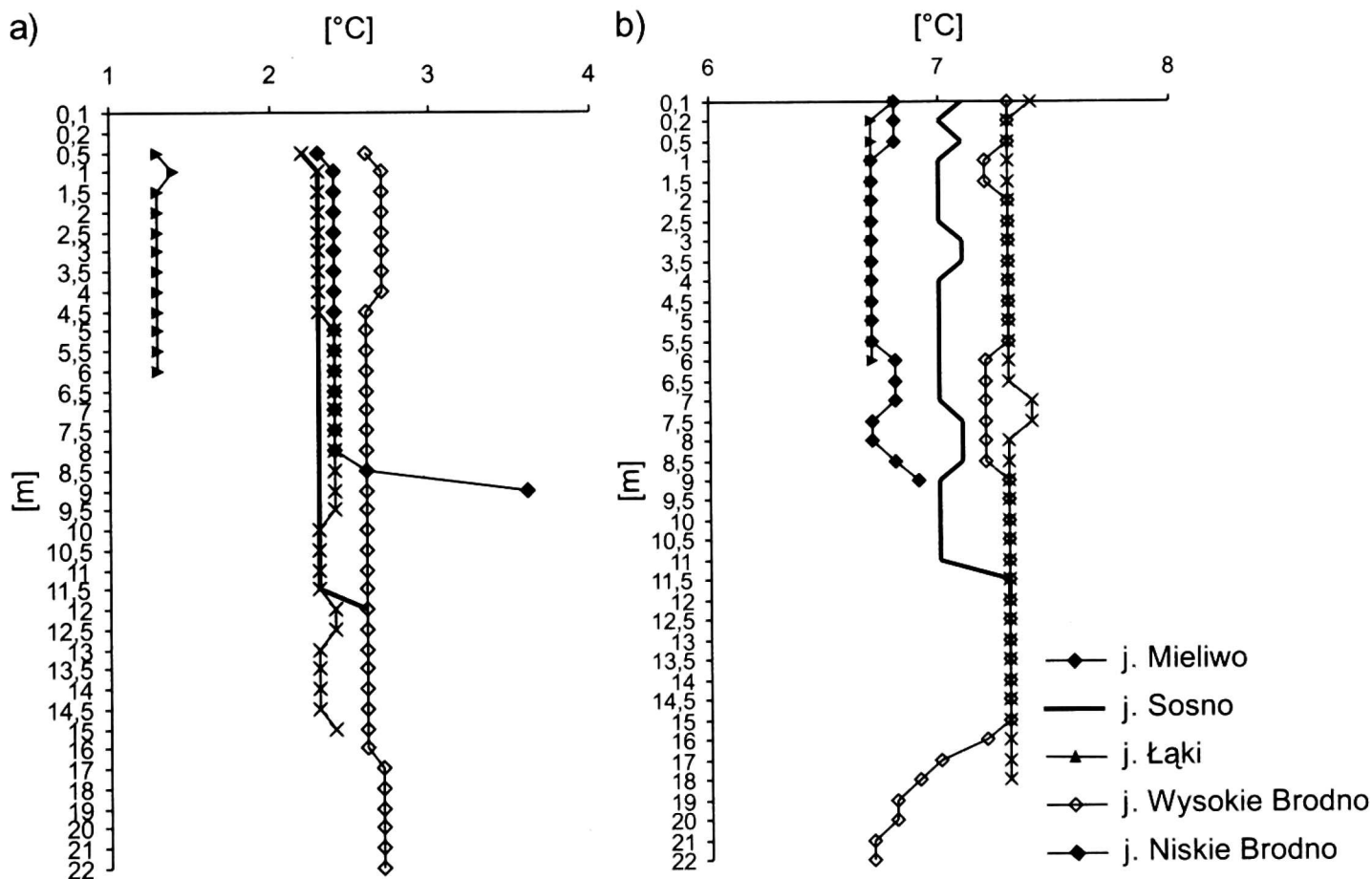
pomiar (26.07.2000). Badaniami objęte zostały dwa płytsze jeziora: Mieliwo i Sosno, oraz najgłębsze – Wysokie Brodno (rys. 11b). Temperatura wody w powierzchniowej warstwie przekraczała w tym czasie 20°C i była dla jezior Sosno i Wysokie Brodno najwyższą zanotowaną. Temperatura przy dnie była zróżnicowana w zależności od głębokości pionu i wahała się od $4,8$ do $9,6^{\circ}\text{C}$ (tab. 6). Średnia temperatura wody w pionie była również skorelowana z głębokością i wynosiła od 11 do 16°C , będąc najwyższą w roku dla dwóch wspomnianych wcześniej jezior. Koniec lipca to też czas wystąpienia największych różnic termicznych między powierzchniową a przydenną warstwą wody, a co za tym idzie, dużych gradientów w pionie oraz dobrze rozwiniętej stratyfikacji. W tych warunkach epilimnion sięgał do głębokości $5,0$ – $5,5$ m. W jego obrębie w przypadku każdego jeziora występowała $2,0$ – $2,5$ metrowa warstwa o charakterze powierzchniowego schodka termicznego, którego temperatura była wyższa o 3 – 4°C od dolnej warstwy epilimnionu. Poniżej, do $7,0$ – $8,5$ m, zalegał metalimnion, w którym średni gradient wahał się od $2,2$ do $2,5^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Hypolimnion o największej miąższości występował w najgłębszym jeziorze – Wysokie Brodno ($13,5$ m).

Statystycznie od ok. drugiej dekady sierpnia następuje okres letniego ochładzania, natomiast ok. 20.09 temperatura w powierzchniowej warstwie wody przekracza próg 15°C . Rozpoczyna się okres cyrkulacji jesiennej, charakteryzujący się przewagą oddawania ciepła nad jego pobieraniem. Następuje wychładzanie mas wodnych oraz pogłębianie się epilimnionu połączone z redukcją metalimnionu. Różnice temperatur wody, zwłaszcza pomiędzy epilimnionem i hypolimnionem, stopniowo ulegają zmniejszeniu. Z jednej strony, jest to efekt

ochłodzenia warstw powierzchniowych, z drugiej zaś – mieszania wiatrowego i konwekcyjnego. Pod koniec września (26.09.2000) uwarstwienie termiczne w badanych jeziorach było wyraźne jedynie w głębszych zbiornikach – Wysokie Brodno, Niskie Brodno, Sosno, gdzie współczynnik μ wynosił $0,653$ – $-0,874$, a Δt 7 – 9°C . Stratyfikacja termiczna zaznaczała się w tych jeziorach w postaci dużej miąższości epilimnionu, sięgającego do głębokości $7,0$ – $7,5$ m (rys. 11c). W płytszym jeziorze Mieliwo warstwa nadskokowa przechodziła nad dnem w metalimnion, a w najpłytszym jeziorze Łąki nastąpiło wyrównanie temperatury w całym pionie do ok. 13°C , a więc wystąpiło zjawisko homotermii jesiennej. Współczynnik μ dla tych zbiorników zawarty był w granicach $0,949$ – $-0,996$, przy wartości parametru Δt dla jeziora Łąki $0,1^{\circ}\text{C}$, a dla jeziora Mieliwo $4,3^{\circ}\text{C}$. Średnia temperatura wody w pionie dla poszczególnych jezior w tym czasie wahała się od $9,3$ do $13,9^{\circ}\text{C}$, a gradient w pionie wynosił $0,0$ – $0,6^{\circ}\text{C}/\text{m}$.

Dalszemu spadkowi temperatury powietrza towarzyszył spadek temperatury w powierzchniowej warstwie wody do $11,4$ – $12,2^{\circ}\text{C}$ (30.10.2000) oraz wzrost temperatury przy dnie (rys. 11d). W płytszych jeziorach (Mieliwo, Sosno, Łąki) temperatura wody pod koniec października była już wyrównana do dna i wykazywała tendencję do obniżania się. W zbiornikach głębszych na skutek obecności znacznej miąższości epilimnionu o wyrównanej temperaturze (ok. 12°C) oraz przenoszenia ciepła w głąb nastąpił wzrost (od ostatniego pomiaru) średniej temperatury wody w pionie. Pozostałości uwarstwienia letniego widoczne były jedynie w jeziorze Wysokie Brodno, gdzie współczynnik μ wynosił $0,829$, a Δt 5°C .

Przeciętnie okres jesienny kończy się 20.11 przejściem temperatury przez próg 4°C . Jednak na skutek wysokich tempe-



Rys. 12. Pionowy rozkład temperatury wody jezior: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, Niskie Brodno

a) 16.12.1999, b) 11.12.2000

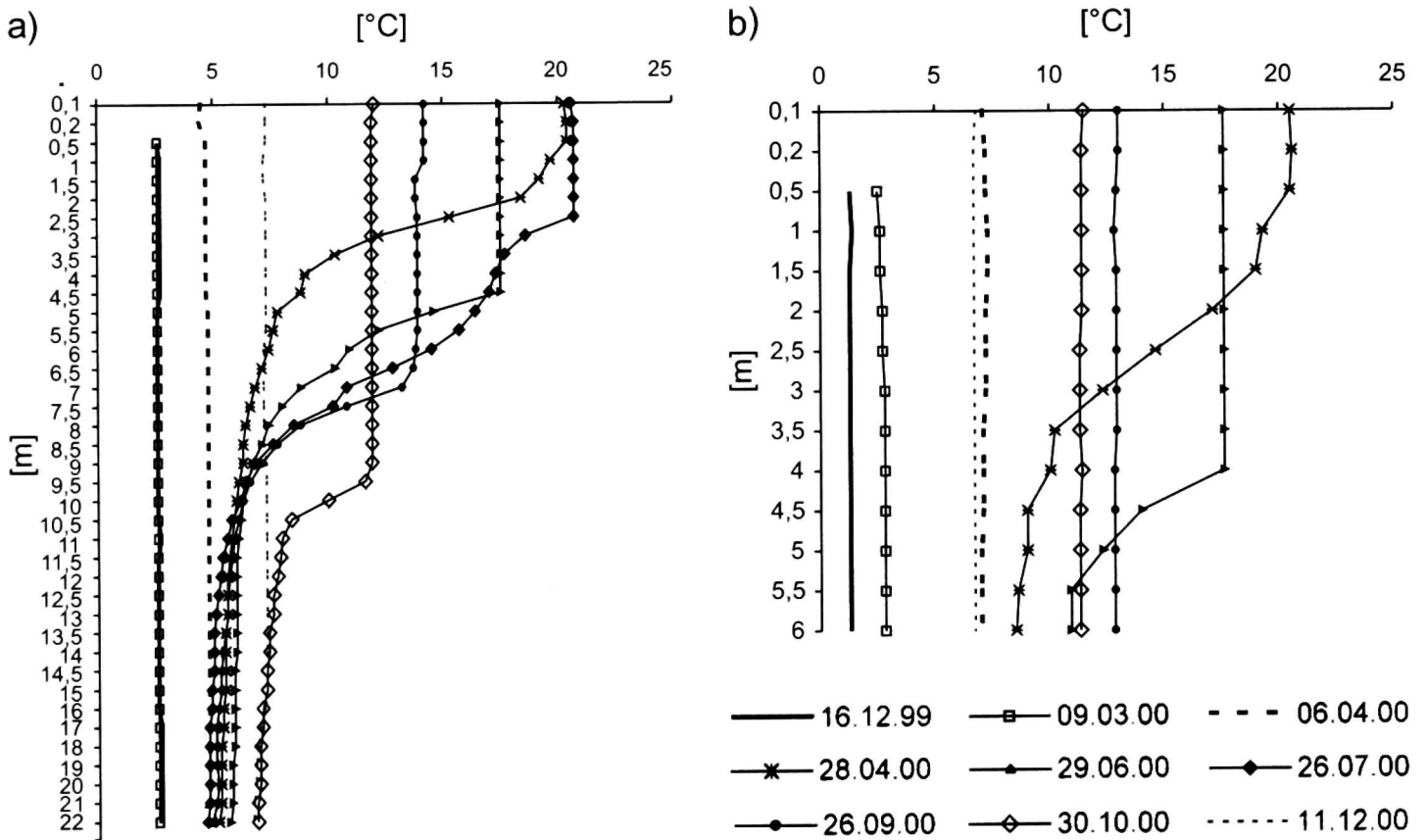
Fig. 12. Vertical range of water temperature in lakes: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, and Niskie Brodno on

a) 16.12.1999, b) 11.12.2000

ratur w październiku i listopadzie jesień 2000 r. uznana została za najcieplejszą w XX w., co nie pozostało bez znaczenia dla termiki wody jezior. Jeszcze bowiem 11.12.2000 średnia temperatura wody w pionie wynosiła ok. 7°C i niewiele różniła się pomiędzy pionami poszczególnych jezior (rys. 12b). Współczynnik μ oscylował około 1,0, a parametr Δt wynosił 0°C (jedynie w jeziorze Wysokie Brodno 0,6°C), podobnie jak średni gradient termiczny w pionie. Wszystkie zbiorniki jeziorne znajdowały się więc w stanie homotermii jesiennej.

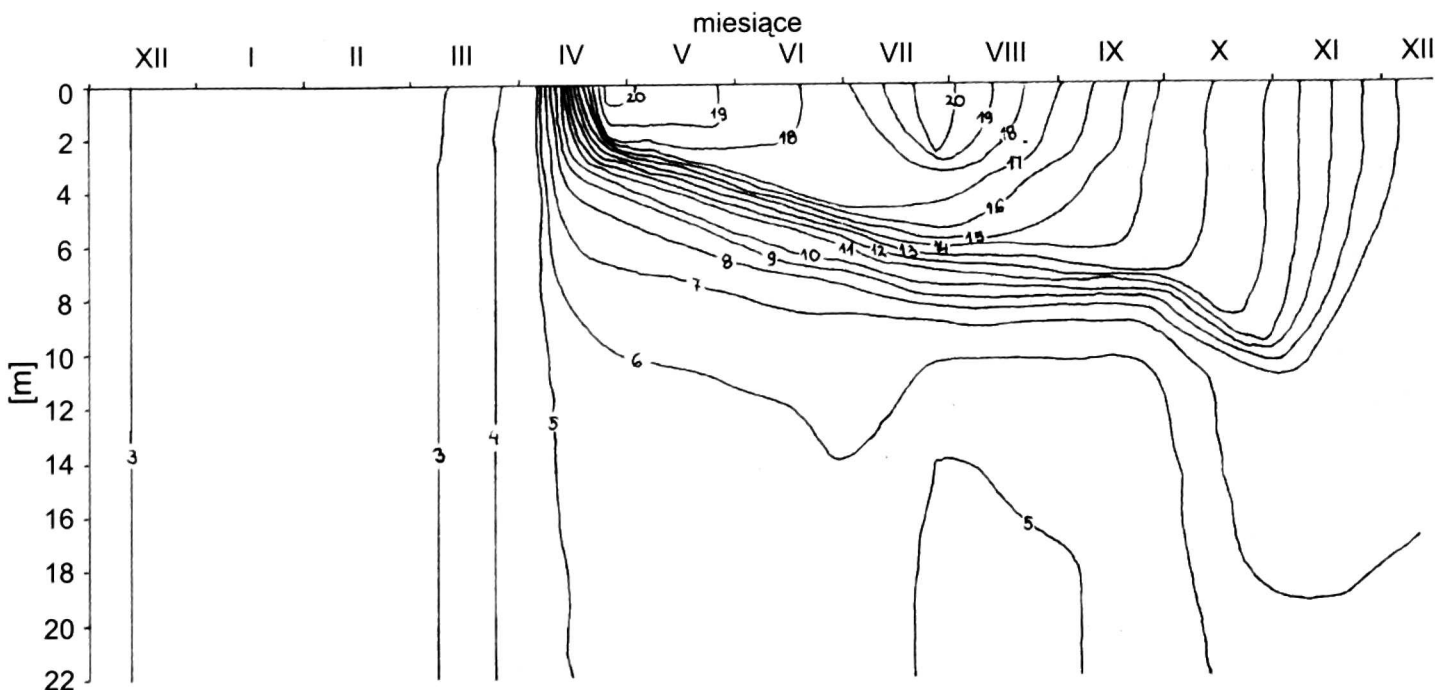
Podsumowując analizę przebiegu temperatury wody w najgłębszych pionach pomiarowych poszczególnych jezior w roku badawczym (12.1999–12.2000),

należy stwierdzić, iż największe różnice dostrzegalne są pomiędzy najpłytszym jeziorem – Łąki, a najgłębszym – Wysokie Brodno (rys. 13). W jeziorze Łąki uwarstwienie termiczne jest krótkotrwałe, a woda jest dogłębnie mieszana. O dużej aktywności całej masy wody świadczy fakt, iż zmiany termiczne zachodzące w warstwach powierzchniowych i przydennych są ściśle ze sobą związane. Wody jeziora szybko reagują na zmiany temperatur powietrza. W porównaniu z innymi jeziorami woda w pionie osiąga zimą najniższą temperaturę, latem – najwyższą. Odwrotna sytuacja jest w jeziorze Wysokie Brodno. Stratyfikacja termiczna w tym zbiorniku jest wyraźna i długotrwała – obserwowana była już od końca kwietnia



Rys. 13. Pionowy rozkład temperatury wody w ciągu roku w jeziorze
a) Wysokie Brodno, b) Łąki

Fig. 13. Vertical range of water temperature over a year in lake
a) Wysokie Brodno, b) Łąki



Rys. 14. Wykres termoizoplek wody w najgłębszym miejscu jeziora Wysokie Brodno w przebiegu rocznym od 12.1999 do 12.2000

Fig. 14. Diagram of water thermoisopleths at the deepest point of Lake Wysokie Brodno in the annual course from December 1999 until December 2000

i trwała aż do początku listopada. Mieszanie się wód miało miejsce tylko wiosną i jesienią. Wykres zmienności temperatur wód jeziora Wysokie Brodno w przeciągu roku przedstawia rys. 14.

W roku 2000, jako rekordowo ciepłym, zaobserwowano nietypowe układy termiczne w wodach jeziornych. Anomalie w przebiegu temperatury były najwyraźniej widoczne pod koniec kwietnia, kiedy doszło do wykształcenia się wyraźnej stratyfikacji letniej. Wody jezior osiągnęły wtedy największy stopień rozwarstwienia termicznego w ciągu całego roku, a temperatura warstwy powierzchniowej niespotykaną o tej porze wartość. Duże różnice udało się również zauważyć pomiędzy średnią temperaturą wody w pionie w grudniu 1999 i 2000 r. Ta ostatnia była o ok. 5°C wyższa niż w roku poprzednim (rys. 12a i b).

ZJAWISKA LODOWE

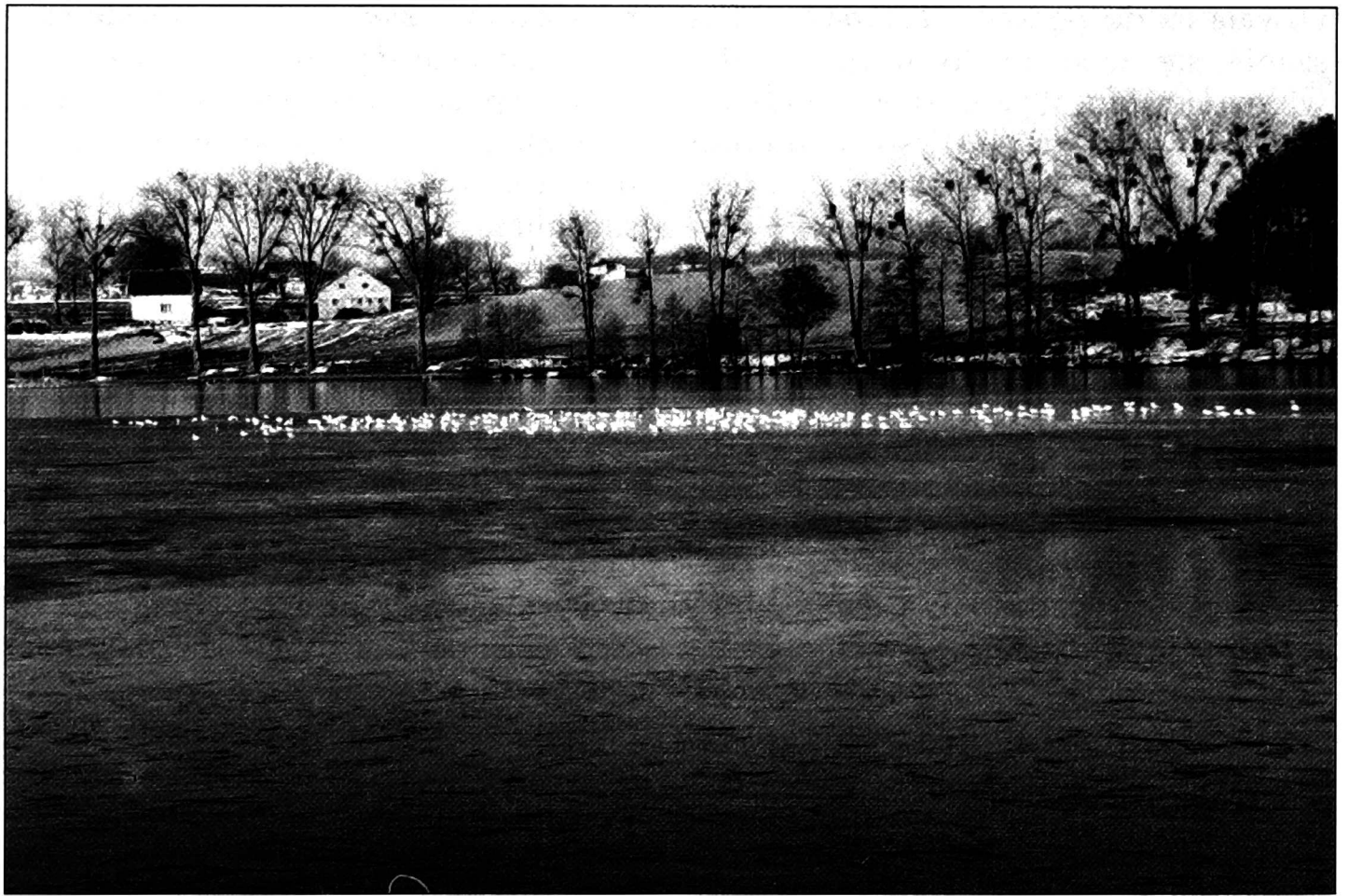
Pod pojęciem zjawisk lodowych rozumie się występowanie lodu w wodzie bez względu na jego strukturę, formę oraz czas występowania. Na jeziorach wyróżnia się następujące formy zlodzenia: lód przybrzeżny, pokrywę lodową i tafle kry (CHOIŃSKI 1995).

Powstawanie pokrywy lodowej na jeziorach pozostaje w ścisłym związku z warunkami meteorologicznymi, jak również z procesami wymiany ciepłej masy wodnych z atmosferą oraz morfometrią zbiorników. Zlodzenie jezior składa się z trzech zasadniczych etapów: zamarzania, trwania pokrywy lodowej oraz jej destrukcji. Przed zamarznięciem jezioro w całej swej masie osiąga temperaturę 4°C, co jest związane z jesienną homotermią. Następnie powierzchniowe warstwy wody wychładzają się do temperatury ok. 0°C, co ostatecznie umożliwia powstawanie kryształków lodu (GRZEŚ 1974). Pomiędzy poszczegól-

mi jeziorami zlewni Strugi Brodnickiej mogą pojawić się pewne różnice w datach rozpoczęcia zlodzenia. Tworzenie się lodu jest bowiem opóźnione w przypadku jezior głębokich i podlegających silnemu falowaniu, jak np. Wysokie i Niskie Brodno, natomiast szybciej przebiega na jeziorach płytkich, osłoniętych od wiatru, gdzie wymieszanie się wody na skutek prądów konwekcyjnych jest szybsze (np. na jeziorach: Mielowo, Łąki, Popek i Czortek).

Temperatura wód jeziornych pod lodem wynika bezpośrednio z warunków wychładzania zbiornika podczas cyrkulacji jesiennej. Im dłużej utrzymuje się ta cyrkulacja i im bardziej jest intensywna, tym niższe temperatury wody panują w jeziorze w okresie zimowym. Tuż przed zlodzeniem w grudniu 1999 r. najbardziej wychłodzone wody posiadało jezioro Łąki – 1,3°C, podczas gdy w jeziorze Wysokie Brodno temperatura była dwa razy wyższa. Temperatura na styku lodu i wody jest stała, równa temperaturze zamarzania wody. Jednak nawet podczas trwania pokrywy lodowej temperatura wody pod nią może wzrastać. Z jednej strony źródłem ogrzewania są promienie słoneczne przenikające przez powłokę lodową, z drugiej natomiast ciepło dostarczane przez osady dennie. W pierwszym okresie zlodzenia jeziora dopływ ciepła z osadów dennych jest większy od strat ciepła przez pokrywę lodową. Woda zalegająca pod topniejącym lodem może osiągnąć niekiedy temperaturę rzędu 6–7,5°C (KOZMIŃSKI, WISZNIEWSKI 1935; GRZEŚ 1974).

Długość trwania zjawisk lodowych, ich pojawienie się oraz zanik są wypadkową warunków meteorologicznych i morfometrycznych jezior, jak również charakteru otoczenia, który określa w znacznym stopniu długość trwania pokrywy lodowej. Z chwilą pojawienia się ciągłych dodatnich temperatur powietrza pokry-



Fot. 1. Zanik pokrywy lodowej na jeziorze Niskie Brodno (marzec 2000 r.)

Photo 1. Icesheet wastage in Lake Niskie Brodno (March 2000)

wa lodowa ulega intensywnej destrukcji. Najszybciej zanika w strefie przybrzeżnej, co ma związek z pobieraniem większej ilości ciepła przez ląd oraz z intensywnym zasilaniem jezior w strefie brzegowej przez wody podziemne i powierzchniowe. Różne proporcje dopływu i odpływu powierzchniowego oraz podziemnego między jeziorami mogą w pewnej mierze warunkować reżim termiczno-lodowy. W miejscach płytszych topnienie pokrywy lodowej następuje szybciej, gdyż płytszy posiadają mniejszą bezwładność cieplną, a to pozwala na szybkie ogrzanie całej warstwy wody zawartej między lodem i dnem. Jeziora o większej objętości i głębokości pozostają dłużej pokryte lodem, podobnie jak akweny osłonięte przed wpływem wiatru (CHOIŃSKI 1995).

Na podstawie obserwacji zjawisk lodowych w zlewni Strugi Brodnickiej

stwierdzono, iż pokrywa lodowa pojawiła się na badanych jeziorach 23 i 24.12.1999, natomiast kilka dni wcześniej zaczęły tworzyć się zjawiska lodowe w postaci lodu brzegowego. Na skutek łagodnej zimy pokrywa lodowa nie miała dużej miąższości (przeciętnie 9–12 cm), co uniemożliwiło wykonanie pomiarów z lodu. Koniec zjawisk lodowych nastąpił 04.03.2000 (fot. 1), czyli po ok. 80 dniach od ich rozpoczęcia. Czas trwania pokrywy lodowej stanowi przeciętnie 79% czasu trwania wszystkich zjawisk lodowych. W latach 1971–1995 pokrywa lodowa na sąsiednim jeziorze Bachotek tworzyła się średnio 18.12, a jej koniec następował 12.03 (SKOWRON 1999). Widać więc, iż w roku badawczym 12.1999–12.2000 zalegała ona znacznie krócej niż przeciętnie. Wiadomo jednak, iż na poszczególnych jeziorach, które różnią się morfometrią

oraz charakterem otoczenia, w sposób zróżnicowany dochodzić może do pojawienia się i zaniku zjawisk lodowych.

TEORETYCZNA I RZECZYWISTA GŁĘBOKOŚĆ MIESZANIA WIATROWEGO

Kształtowanie się termicznej stratyfikacji wody, jej przebieg i mechanizm mieszania uwarunkowane są nasileniem i zmiennością czynników pogodowych. Bardzo ważną rolę spełnia poza tym forma misy jeziornej, ukształtowanie i nachylenie dna oraz głębokość jeziora (PATALAS 1960; SKOWRON 1982).

Intensywność wpływu czynników meteorologicznych na masę wodną zaznacza się głównie w głębokości mieszania wiatrowego. Wpływ wiatru na jezioro zależy nie tylko od jego prędkości, kształtu i formy niecki zbiornika, lecz również od morfologii otoczenia oraz aktualnych stosunków termicznych w jeziorze.

Ujęcie matematyczne zależności między wielkością zbiornika i intensywnością mieszania podał PATALAS (1960). Jako wskaźnik przyjął on zasięg epilimnionu w okresie stagnacji letniej, którego głębokość zalegania zależy przede wszystkim od siły wiatru i długości rozbiegu fali. Zależność pomiędzy miąższością epilimnionu a długością efektywną wyrażona została wzorem empirycznym: $E = 4,4 \sqrt{D}$, gdzie E to głębokość zalegania epilimnionu, a D – średnia efektywna długość osi jeziora w km. Średnią efektywną długość osi obliczoną z maksymalnej efektywnej długości i szerokości przyjmuje się jako przeciętną długość rozbiegu fali. Dla jezior Strugi Brodnickiej teoretyczna głębokość zalegania epilimnionu waha się od 4,0 m dla jeziora Łąki do 5,7 m dla jeziora Sosno (tab. 7). Obliczone według wzoru Patalasa wielkości są porównywalne z rzeczywistą miąższością epilimnionu, która osiągała wartość 5–6 m. Jednak

Tabela 7. Teoretyczna głębokość mieszania wiatrowego

Table 7. Theoretical depth of wind mixing

Jezioro	Teoretyczna głębokość mieszania wiatrowego	
	wg Patalasa	wg Okulanisa
Mieliwo	5,0	3,8
Sosno	5,7	4,7
Łąki	4,0	4,1
Wysokie Brodno	5,0	4,4
Niskie Brodno	5,6	3,8

OKULANIS (1975) dokonał próby sprawdzenia powyższego wzoru na przykładzie Jezior Raduńsko-Ostrzyckich i stwierdził dużą rozbieżność pomiędzy rzeczywistym i teoretycznym zasięgiem epilimnionu. Aby zmniejszyć błąd w ocenie, podwyższył on współczynnik liczbowy do 7,2, a za D przyjął średnią szerokość zbiornika w km. Teoretyczna głębokość mieszania wiatrowego obliczona według wzoru Okulanisa jest w przypadku analizowanych jezior заниżona i nie odpowiada rzeczywistej.

Najlepsze warunki mieszania wiatrowego spośród badanych zbiorników istnieją w jeziorze Sosno. Jest to zbiornik o znacznej powierzchni i stosunkowo małej głębokości, przez co bardziej narażony na wpływ wiatru. W jeziorach Mieliwo i Wysokie Brodno przeszkodę dla wiatru, w jego dostępie do powierzchni wody, stanowią wysokie zbocza rynny, dlatego miąższość epilimnionu jest tam mniejsza. Dla jeziora Mieliwo teoretyczna głębokość mieszania wiatrowego, określona na 5 m, oznacza, iż woda w znacznej części i objętości zbiornika jest mieszana do dna, gdyż do głębokości 5 m występuje ok. 90% całej masy wód. Najniższą teoretyczną głębokość mieszania wiatrowego stwierdzono w jeziorze Łąki. Jednak jest to zbiornik bardzo płytki, o głębokości maksymalnej 6,1 m i głębokości średniej 2,9 m, stąd do głębokości 4 m zgromadzona jest

większość mas wodnych. O dogłębnym mieszanu się wód tego zbiornika świadczy zanotowana wielokrotnie w ciągu okresu badawczego (12.1999–12.2000) wyrównana temperatura w najgłębszym pionie pomiarowym.

KLASYFIKACJA TERMICZNO-DYNAMICZNA

Ustrój termiczny jeziora jest wypadkową stosunków klimatycznych, hydrologii i morfometrii zbiornika oraz właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych wody. Cały zespół tych czynników wpływa na charakterystyczną dla każdego zbiornika indywidualną zdolność akumulacji i emisji określonych ilości energii cieplnej oraz zróżnicowanie w jej przestrzennym rozkładzie wewnątrz jeziora. Stosunki termiczno-głębokościowe panujące w jeziorze wykazują wyraźny wpływ na przebieg cyrkulacji wody (GOŁĘBIEWSKI, LANGE 1975).

Kompleksowe ujęcie procesów termicznych i dynamicznych w jeziorach w cyklu rocznym zawiera typologia wprowadzona przez OLSZEWSKIEGO (1959). Wskaźnikiem charakteryzującym miksę jest stopień mieszania wody. Podział oparty jest na liczbie okresów cyrkulacji w ciągu roku. Jeziora Mieliwo, Sosno, Wysokie Brodno i Niskie Brodno należą do holomiktycznych (WISZNIEWSKI 1954). Odznaczają się one czterofazowym cyklem rocznym rozkładu temperatury. Dwie pełne fazy homotermii przypadają na okresy wiosny i jesieni. Fazy te, którym towarzyszy pełna cyrkulacja wody w zbiorniku, przedzielone są okresami stagnacji letniej i zimowej. Podczas lata obserwuje się rozwój trójwarstwowego rozkładu temperatury, obejmującego epilimnion, metalimnion i hypolimnion. W okresie zimowym utrzymuje się w tych zbiornikach odwrócona stratyfikacja termiczna, odznaczająca się powolnym wzrostem temperatury wraz z głębokością. W grupie jezior

holomiktycznych wyróżnia się jeszcze trzy typy w zależności od nasilenia wpływu wiatru na masy wodne. I tak, jezioro Wysokie Brodno skłania się ku bradymiksji, gdyż charakteryzuje się słabymi ruchami cyrkulacyjnymi (okresy cyrkulacji wiosennej i jesiennej są krótkie, wcześnie powstaje i późno zostaje zaburzone uwarstwienie letnie), jeziora Sosno i Mieliwo są tachymiktyczne (wydłużone okresy cyrkulacji wiosennej i jesiennej, później powstaje uwarstwienie letnie), natomiast Niskie Brodno, które wykazuje właściwości pośrednie, należy do jezior eumiktycznych. Oprócz zbiorników holomiktycznych w zlewni Strugi Brodnickiej znajduje się jezioro polimiktyczne – Łąki. Charakteryzuje się ono występowaniem licznych okresów pełnej cyrkulacji w różnych porach roku. Duża intensywność mieszania wody w tym zbiorniku jest spowodowana jego morfometrią, a szczególnie niewielką głębokością. W tych warunkach oddziaływanie wiatru prowadzi do likwidacji układów termicznych wody. Nie trwałe uwarstwienia pojawiać się mogą natomiast przy utrzymywaniu się pogody radiacyjnej. Konsekwencją dominacji okresów pełnej cyrkulacji są niewielkie pionowe gradienty termiczne oraz duże roczne amplitudy średniej temperatury wody (tab. 6).

Jako syntetyczne wskaźniki ustroju termicznego przyjmuje się niekiedy charakterystyczne temperatury wody w profilu pionowym. Zasięg objęty oddziaływaniem ruchów turbulencyjnych w zbiorniku określa w sposób szacunkowy temperatura wody przy dnie. Amplituda roczna tej właśnie temperatury stała się podstawą klasyfikacji termiczno-głębokościowej, opracowanej przez CHOMSKISA (1969). Założył on, iż stopień izolacji warstw przydennych jest odwrotnie proporcjonalny do rocznej amplitudy temperatury wody. Na tej pod-

stawie wyróżniono w zlewni Strugi Brodnickiej jeziora termicznie średnio głębokie: Łąki, Mieliwo, Sosno (gdzie amplituda przy dnie zawiera się między 5 a 15°C), jezioro termicznie głębokie – Wysokie Brodno (amplituda <5°C) oraz leżące na pograniczu tych dwóch – Niskie Brodno (amplituda ok. 5°C).

Do analizy termicznej struktury wody zastosować można również klasyfikację TIKHOMIROWA (1970) w ujęciu KITAJEVA (1978). Podstawowymi elementami są w niej warstwy termiczne i ich objętości. Według tych kryteriów wśród badanych jezior wyróżnić można zbiorniki epitermiczne i metaepitermiczne. W jeziorach epitermicznych: Łąki, Mieliwo, Sosno warstwa metalimnionu i hypolimnionu nie występuje w pełni, a $(V_m + V_h) \approx 0$. Epilimnion o miąższości 5–6 m zajmuje odpowiednio ok. 100%, powyżej 90% i powyżej 80% objętości masy jeziornej. Są to zbiorniki o średniej głębokości nie przekraczającej 5 m, więc jedynie w najgłębszych częściach wykształcone są trzy warstwy termiczne. Gradient termiczny w najgłębszych pionach zawarty był od 1,0 do 1,3°C/m, a różnica temperatury między 1-metrową warstwą powierzchniową i przydenną (Δt) wynosiła od 11,1 do 12,0°C. Współczynnik stratyfikacji termicznej przyjmował wartości od ok. 0,700 do ponad 0,900.

Do jezior metaepitermicznych zaliczono Wysokie Brodno i Niskie Brodno. Są to zbiorniki, w których objętość epilimnionu jest niewiele tylko większa od sumy objętości metalimnionu i hypolimnionu: $V_e > (V_m + V_h)$ i oscyluje w granicach 56–58%. Charakterystyczną cechą tych jezior jest średnia głębokość 6,9–7,3 m oraz stosunkowo mocno urozmaicona rzeźba dna. Miąższość epilimnionu dla jeziora Wysokie Brodno wynosiła 5 m, spąg metalimnionu obserwowano na głębokości 8,5 m, nato-

miast poniżej zalegał 13,5-metrowy hypolimnion. Gradient w pionie wynosił 0,7°C/m, przy Δt ok. 16°C. Współczynnik stratyfikacji termicznej był niski i wynosił ok. 0,500.

BERNATOWICZ (1981) z kolei wyróżnił i scharakteryzował trzy typy termiczne, dzieląc jeziora na chłodne, umiarkowane i ciepłe. Najgłębszy zbiornik – Wysokie Brodno wykazuje cechy charakterystyczne dla jezior chłodnych. Posiada on letnią stratyfikację termiczną, a część metalimnionu zalega powyżej średniej głębokości jeziora. Temperatura wody przy dnie jest niska i wynosi latem ok. 5°C, natomiast zimą przekracza nieznacznie 2,5°C. Wahania temperatury wody przy dnie są małe, a ich różnice są 1,9-krotne. Średnia temperatura wody w pionie latem jest niewielka – ok. 10°C, natomiast zimą stosunkowo wysoka, tj. >1,5°C. Zmienność zasobów ciepła pomiędzy latem i zimą (Q_L/Q_Z) jest jedynie 6,7-krotna.

Pozostałe zbiorniki położone w zlewni Strugi Brodnickiej zaliczyć można do umiarkowanych, jednak ich zróżnicowanie jest stosunkowo duże. Najchłodniejszym jeziorem w tym przedziale jest Niskie Brodno, cechy najbardziej typowe dla swojej grupy mają jeziora Sosno i Mieliwo, natomiast najcieplejsze jest jezioro Łąki. Zmienność termiczna w tej grupie jest mocno zróżnicowana, zasoby ciepła latem są wyższe 7–13 razy niż zimą.

Na podstawie powyższych klasyfikacji możliwe jest określenie stopnia rzeczywistego zróżnicowania jezior w zlewni Strugi Brodnickiej w zakresie najważniejszej cechy fizycznej, którą jest rozkład temperatury wody w pionie, szczególnie w najgłębszym miejscu. Największe różnice zauważalne są pomiędzy jeziorem Wysokie Brodno – chłodnym, termicznie głębokim, metaepitermicznym oraz holomiktycznym zbiornikiem

wodnym, a jeziorem Łąki, które sklasyfikowane zostało jako zbiornik umiarkowany, termicznie średniogłęboki, epi-termiczny i polimiktyczny.

LITERATURA

- BERNATOWICZ S., 1981: Thermal types of lakes in north-eastern Poland. *Ekologia Polska*, 4.
- CHOIŃSKI A., 1991: Katalog jezior Polski – część druga. UAM, Poznań.
- CHOIŃSKI A., 1995: Zarys limnologii fizycznej Polski. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- CHOMSKIS W., 1969: Dynamika i termika małych oziei. Vilnius.
- DĘBSKI K., 1961: Charakterystyka hydrologiczna Polski. PWN, Łódź–Warszawa.
- GOŁĘBIEWSKI R., LANGE W., 1975: Stosowalność niektórych typologii limnologicznych na przykładzie jezior Pojezierza Kaszubskiego. *Zesz. Nauk. Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi UG, Ser. Geografia*, 5, 25–56.
- GRZEŚ M., 1974: Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło. Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 3, Warszawa.
- HALBFASS W., 1901: Ergebnisse seiner Seenforschung in Pommern. *Verh. der Gessel. f. Erdkunde*, XXVIII.
- HUTCHINSON G.E., 1957: A treatise on limnology, t. 3. Geography, physics and chemistry. Wiley, New York.
- JĘDRASIK J., 1985: Uwarunkowania cykli termicznych w jeziorach. *Zesz. Nauk. Wydz. Biologii, Geografii i Oceanologii UG, Ser. Geografia*, 14, 45–56.
- KONDRACKI J., 2000: Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- KOWALSKA A., 1972: Termika jezior północnej Polski. *Czas. Geogr.*, 43, 4, 371–385.
- KOZMIŃSKI Z., WISZNIEWSKI J., 1935: Über die Vorfrühlingthermik der Wigry Seen. *Arch. Hydrobiol.*, 28, Warszawa.
- LANGE W., 1985: Jeziora jako terytorialne systemy przyrodnicze. *Zesz. Nauk. Wydz. Biologii, Geografii i Oceanologii UG, Ser. Geografia*, 14, 17–30.
- MAJDANOWSKI S., 1954: Jeziora Polski. *Przeegl. Geogr.*, 26, 2, 17–50.
- NIEWIAROWSKI W., 1983: Zarys morfogenezy Pojezierza Brodnickiego. [W:] Przewodnik Wycieczek Zjazdu Geografów Polskich. UMK, Toruń, 75–84.
- OKULANIS E., 1975: Intensywność mieszania się i wymiany wód w zespole Jezior Raduńsko-Ostrzyckich. *Zesz. Nauk. Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi UG, Ser. Geografia*, 5, 57–71.
- OLSZEWSKI P., 1959: Stopnie nasilenia wpływu wiatru na jeziora. *Zesz. Nauk. WSR*, 4, Olsztyn.
- PATALAS K., 1960: Stosunki tlenowe, termiczne i przezroczystość wody w 44 jeziorach okolic Węgorzewa. *Roczn. Nauk. Roln.*, B, 77, 1, Warszawa.
- Plany batymetryczne jezior: Mieliwo, Sosno, Łąki, Wysokie Brodno, Niskie Brodno, 1959, IRŚ, Olsztyn.
- SKOWRON R., 1982: Termiczne rozwarstwienie wody w jeziorze Gopło w sezonie letnim w latach 1973–1978. *AUNC, Ser. Geografia*, 17, 39–52.
- SKOWRON R., 1991: Struktura termiczna wody w okresie letniej stagnacji na przykładzie wybranych jezior z Pojezierza Gnieźnieńskiego i Kujawskiego. *AUNC, Ser. Geografia*, 22, 45–83.
- SKOWRON R., 1997: Czasowo-przestrzenne zróżnicowanie temperatury wody powierzchniowej w jeziorach północnej Polski. Maszynopis w Bibliotece Głównej UMK, Toruń.
- SKOWRON R., 1999: Termiczna sezonowość wody powierzchniowej w jeziorach – jej fluktuacje i tendencje. [W:] Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior. Konferencja limnologiczna, Radzyń k. Sławy, 20–22 września 1999, 231–244.
- SKOWRON R., 2000: O dobowej zmienności temperatury wody i zasobów ciepła w jeziorach. [W:] Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior. Olsztyn, 45–58.
- TIKHOMIROW A.I., 1970: Klasyfikacja ozer umeronowanej zony po termičeskomu reżimu. *Trudy Vsechszjuznogo Simpoz.*, 1, Vilnius.
- WISZNIEWSKI J., 1954: Uwagi w sprawie typologii jezior polskich. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 1/14, Warszawa, 11–23.
- Woś A., 1996: Zarys klimatu Polski. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

THE THERMAL CONDITIONS AND DYNAMICS OF LAKE WATERS IN THE
CATCHMENT OF STRUGA BRODNICKA

Summary

The diversity of water mass of the lakes in the catchment of Struga Brodnicka is a reflection of both natural conditions and human influence. The water mass of each lake has its own individual features revealed in specific physico-chemical parameters as well as in the sensitivity to the factors causing its dynamics. Other factors that decide about the distinction of water masses, apart from the size, capacity, depth of the lake, and the climatic conditions, include the kind and the way of alimentation, general hydrogeological situation of the catchment, topography of the adjacent land, the degree of management, and, in particular, the degree of human interference in water ratio.

The researched lakes represent different hydrological, morphometrical, bathymetrical, mictical, and thermal types. These features result from the diversity of environmental

conditioning which decides about the thermal conditions and dynamics of water and about the resistance of a lake to degradation and human influence.

On the basis of thermal-dynamic classification, there was determined the degree of the actual diversity of the lakes in the catchment of Struga Brodnicka, with regard to the most important physical feature, i.e. water temperature. The greatest differences are revealed between Lake Wysokie Brodno, a cool, thermally deep, metaepithermal, and holomictic water basin and lake Łąki which was classified as temperate, thermally medium-deep, epithermal and polimictic.

The shaping of warmth resources is different in the lakes with diversified capacity and depth. Therefore, lakes Sosno, Wysokie and Niskie Brodno have the greatest, while Lake Łąki has the smallest, capability of warmth cumulation.